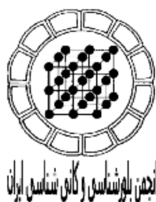
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۷۵۹ تا ۷۷۸



بررسی ماگما و کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی طلا (مس) فراگرمایی زواریان (سلفچگان) در مقایسه با طلای فراگرمایی ساری‌گونای (قروه)

تهمینه حسن زاده، سید مهران حیدری*، جلیل قلمقاش، آیدا محبی

گروه زمین شناسی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و معدنی کشور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۱۱/۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۱/۲۸)

چکیده: کانسار طلا (مس) زواریان در میانه کمان ماگمایی ارومیه-دختر، در مخروطی آتشفشانی با واحدهای آندزی-بازالت، آندزیتی و توده‌های گرانودیوریتی واقع است. این مجموعه دارای ماهیت آهکی قلیایی و الگوی تغییرات عناصر کمیاب و خاکی نادر (غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست بزرگ یون، عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر با شدت میدان بالا، عناصر خاکی نادر سنگین، ناهنجاری منفی Ti,Nb و مقادیر پایین Nb/Y) ماگماهای وابسته به کمان است. بررسی‌های ساختاری به‌نقش کلیدی پهنه‌های برشی راستگرد به‌عنوان کنترل‌کننده حوضه‌های رسوبی و ایجاد شرایط لازم برای کشش‌های محلی و خروج ماگما اشاره دارد. پراکندگی و نوع دگرسانی‌های گرمابی، رگه‌های کانه‌دار درون نفوذی‌ها و حضور مگنتیت، تورمالین و کالکوپیریت نقش سیال‌های ماگمایی رادر تشکیل کانه‌زایی نشان می‌دهند. این سیال‌ها دارای دمای همگن‌شدگی ۲۲۰ تا ۳۵۰ ^{o}C و شوری ۱۵-۱۰٪ وزنی نمک طعام هستند. براساس مقایسه این کانه‌زایی با کانسار ساری‌گونای در شمال غرب پهنه سنندج-سیرجان، فازهای ماگمایی میوسن مربوط به تشکیل پهنه‌های برشی و ایجاد کشش‌های محلی در فازهای کوهزایی پس از برخوردی هستند که با افزایش نقش سیال‌های جوی و آمیختگی آنها با سیال‌های ماگمایی همراه است.

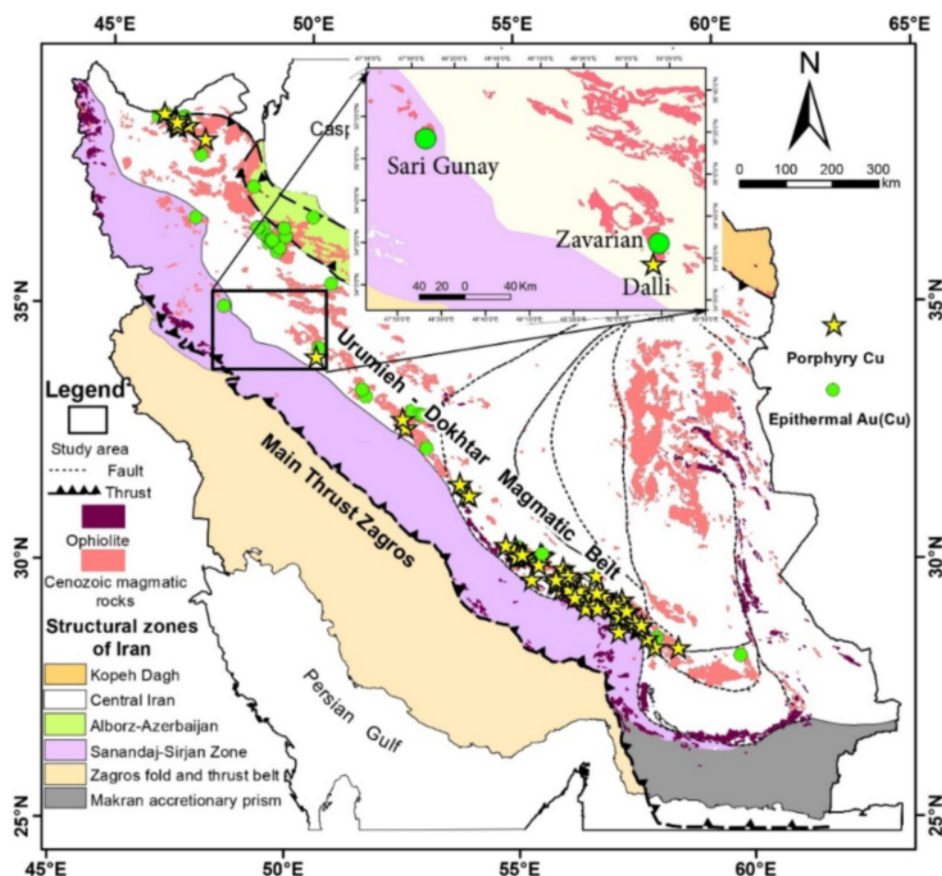
واژه‌های کلیدی: *طلای فراگرمایی؛ زواریان؛ سلفچگان؛ ساری‌گونای؛ کوهین؛ ایران.*

مقدمه

کانه‌زائی طلا (مس) فراگرمایی زواریان در شمال غرب کشور با موقعیت جغرافیایی '۲۳ °۵۰ طول‌شرقی و '۲۷ °۳۴ عرض‌شمالی در استان قم، ۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان سلفچگان و در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان واقع است (شکل ۱). این منطقه در بخش شمالی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر با ارتفاعی حدود ۲۰۰۰ متر از سطح دریا، از نظر عملیات اکتشافی در مرحله اکتشافات تفصیلی است (شکل۱). این در حالی است که در ۲۳۰ کیلومتری شمال غرب این کانه‌زایی، کانسار طلای فراگرمایی ساری‌گونای با مختصات جغرافیایی '۰۵ °۴۸ طول شرقی و '۱۲ °۳۵ عرض شمالی، در استان کردستان، ۳۴ کیلومتری خاور شهرستان قروه و در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوهین، قرار دارد [۱] (شکل۱). این کانه‌زایی در بخش شمالی پهنه دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان با ارتفاعی حدود ۲۲۰۰ متر از سطح دریا و ذخیره قطعی حدود ۴۱ میلیون تن کانسنگ اکسیدی با عیار ppm ۱/۷ طلا، توسط شرکت خصوصی زرکوه (مشترک ایران- قزاقستان) در حال استخراج سالیانه دو میلیون تن کانسنگ به صورت روباز بوده و حدود ۵۰ متر از سطح این کانسار روبرداری شده است. بر این اساس، این ذخایر با میزبانی سنگهای آتشفشانی ترشیری (نئوژن)، از نظر ساختاری در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه سنندج- سیرجان به عنوان بخش داخلی کوهزاد زاگرس واقع هستند [۳،۲] کوهزاد زاگرس به‌عنوان بخشی از سامانه بزرگ کوهزایی آلپ -هیمالیا، از نظر زمین‌دینامیکی منطبق بر کرانه فعال قاره‌ای [۲] است که عمده ذخایر طلای کشور (فلززایی نئوتتیس) به آن وابسته‌اند (شکل۱). در این بین، کمان

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۸۷۶۰۸۷، نمابر: ۰۲۴۳۳۰۵۴۰۰۲، پست الکترونیکی: sm.heidari@gmail.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی کانسار زواریان (کمان ماگمایی ارومیه-دختر و کانسار ساری‌گونای پهنه سنندج-سیرجان، برگرفته از نقشه زمین شناسی ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۵).

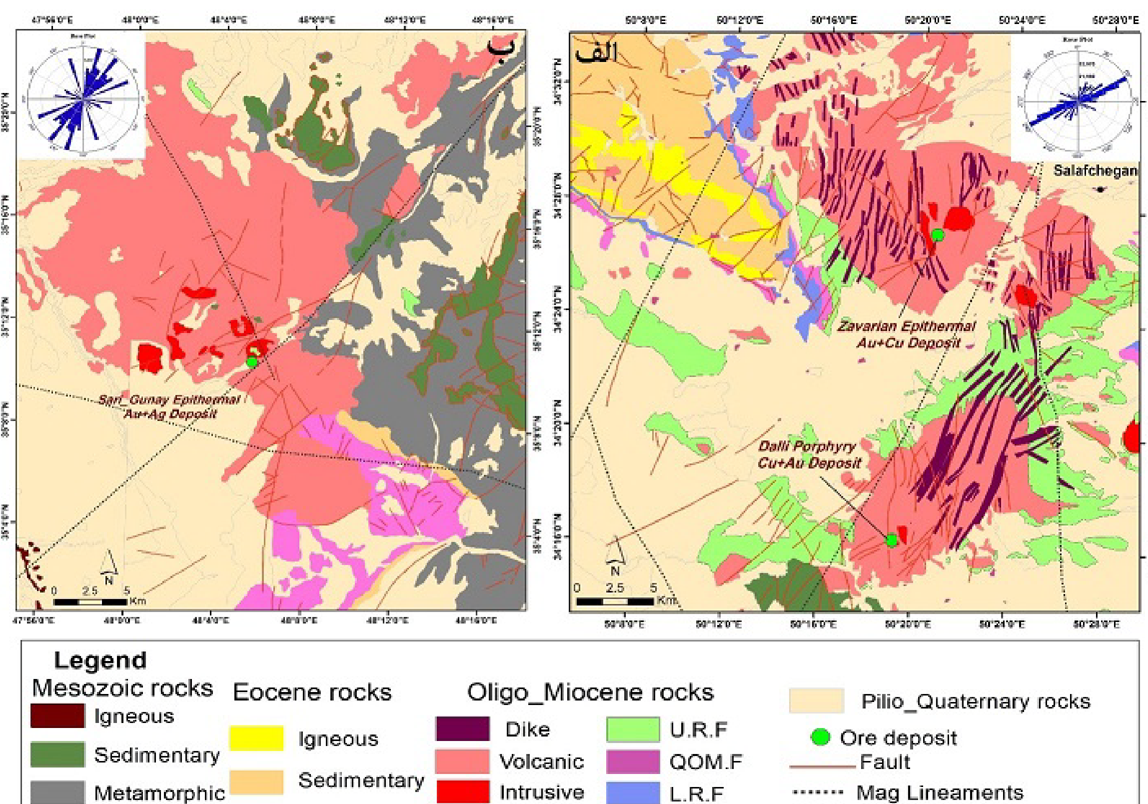
ماگمایی ارومیه-دختر از نظر فلززایی، میزبان اصلی ذخایر فراگرمایی- پورفیری (مسجدداغی، سونگون، توزلار، زواریان، دالی، چاه زرد، میدوک، سرچشمه) [۴]، و پهنه سنندج-سیرجان میزبان اصلی انواع طلای کوهزایی و کارلین (چون خراپه، کرویان، زرشوران، آق‌دره، موته و زرترشت) است. بنابراین، حضور کانسار طلای فراگرمایی بزرگی چون ساری-گونای با میزبان آتشفشانی در بخش شمالی این پهنه بر اهمیت شناسایی ویژگی‌های ماگمای مربوط به کانه‌زایی طلا در این ذخیره و مقایسه آن با ذخایر مشابه در کمان ماگمایی ارومیه دختر می‌افزاید (شکل ۱). به بیان دیگر، درک صحیح ویژگی-های ماگمایی مربوط با کانه‌زایی طلا و مقایسه آن‌ها با هم بستر مناسبی برای شناسایی فازهای مختلف کانه‌زایی طلا با توجه به تشکیل فازهای ماگمایی وابسته به کمان در کمان ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه سنندج-سیرجان فراهم آورد. این امر با توجه به تشابه سنی فعالیت ماگمایی در ارتباط با کانه‌زایی‌های این بخش از پهنه سنندج-سیرجان (میوسن، ۱۵-۱۱میلیون سال پیش)، چون ذخایر طلای ساری‌گونای (فراگرمایی) و زرشوران (کارلین) با فعالیت ماگمایی در ارتباط با کانه‌زایی‌های پورفیری در کمان ماگمایی ارومیه- دختر (شکل ۱) چون میدوک، سرچشمه، دره‌زرشک و علی‌آباد و ادامه آن در کشورهای همسایه ترکیه (کدجاران) و پاکستان (ریکودیک، سایننداک و دشت کاین) بر اهمیت آن از نظر فلززایی طلا می-افزاید [۶،۵]. بنابراین، در این پژوهش، فعالیت ماگمایی و کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی طلا (مس) براساس فرآیندهای موثر در کانه‌زایی چون سنگ میزبان، زمین‌شیمی، محیط زمین-ساختی ماگمایی، انواع دگرسانی‌ها، ساختار و ویژگی‌های سیال کانه‌دار در کانسار فراگرمایی زواریان (سلفچگان) بررسی و با کانسار ساری‌گونای مقایسه شده است.

جایگاه زمین‌شناسی

عمده واحدهای رخنمون‌یافته در مناطق سلفچگان و کوهین (قروه)، چنانکه در شکل ۲ دیده می‌شود، سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی الیگومیوسن (معادل سازندهای قرمز زیرین، قم و

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

قرمز بالایی) بوده که از نظر محیط رسوبگذاری، وابسته به حوضه‌های کم‌عمق درون‌قاره‌ای هستند [۸،۷] (شکل۲). در این بین، قدیمی‌ترین آنها شامل مجموعه‌ای از واحدهای تخریبی چون کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن (معادل سازند قرمز زیرین) است که به‌طور دگرشیب بر سنگ‌های قدیمی‌تر (ائوسن و مزوزوئیک) قرار دارند (شکل۲). واحدهای قدیمی در منطقه سلفچگان شامل واحدهای شیلی، ماسه‌سنگی ژوراسیک و آهکهای کرتاسه هستند (شکل ۲ الف)، در صورتیکه در کوهین(قروه) از واحدهای دگرگون شیست، فیلیت و آهکهای متبلور تریاس- ژوراسیک تشکیل یافته‌اند (شکل ۲ ب). بنابراین در این مناطق به نوعی با بالاآمدگی و در پی آن رخنمون واحدهای قدیمی‌تر و قرارگیری واحدها به صورت ناپیوسته بر آن مواجه هستیم. برخی پژوهشگران این بالاآمدگی را در ارتباط با فاز کششی ناحیه‌ای می‌دانند که به‌صورت کرکمپلکس در طول گسل‌های ساختاری کم‌شیب در این مناطق و نواحی دیگر در ائوسن تظاهر یافته‌اند [۱۰،۹]. بر این اساس، مقدار بالاآمدگی در نواحی مختلف متناسب با شدت فاز کششی موجود، متفاوت بوده و نوع واحدهای قدیمی رخنمون یافته در مرکز آن نیز متناسب با شدت بالاآمدگی و کشش در آن ناحیه مختلف است؛ در منطقه سلفچگان فعالیت ماگمایی ائوسن ازE1 تا E6 (اوایل تا اواخر ائوسن) به صورت پیوسته وجود دارد این در حالی است که در منطقه کوهین، تنها واحد آهکی نوموليت‌دار رخنمون دارد و واحدهای آتشفشانی ائوسن برونزدی نشان نمی‌دهد. این به نوعی نشانگر نظام کششی در منطقه سلفچگان نسبت به منطقه کوهین در زمان ائوسن است (شکل ۲). در ادامه و در نئوژن، معادل سازند قرمز زیرین در هر دو منطقه، با سازند قم پوشیده می‌شود که شامل رسوب‌های دانه‌ریز همراه با مارن و آهک است که به‌صورت محلی آبسنگی هستند (شکل ۲). بر این واحد در زمان میوسن میانی-پسین، واحدهای تخریبی شامل تناوبی از مارن، لای و ماسه‌سنگ قرمز رنگ (معادل سازند قرمز بالایی) تشکیل شده‌اند (شکل ۲). نکته مهم در این توالی رسوبی حضور واحدهای آتشفشانی به طور محلی در مناطق یاد شده همراه با واحدهای رسوبی است.



شکل ۲ موقعیت (الف) کانسار زواریان بر نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان [۷] و (ب) کانسار ساری‌گونای بر نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوهین [۸]. همراه با نمودارهای گل رز گسل‌های هر منطقه.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

بنابراین، حضور این واحدهای وابسته به حوضه‌های کم‌عمق درون‌قاره‌ای پیرامون مجموعه‌های آتشفشانی میزبان این ذخایر به عنوان ذخایر فراگرمایی، اشاره به محیط تشکیل مشابه این مجموعه‌های آتشفشانی در زمان تشکیل در هر دو منطقه دارد (شکل۲). این فعالیت‌های ماگمایی(نئوژن)، گسترش بسیاری دارند (شکل ۲)، اگرچه به‌دلیل فرآیندهای زمین‌ساختی، دچار جابه‌جایی و فرسایش شدید شده و نظم و توالی اولیه خود را از دست داده‌اند (شکل۲). این توالی آتشفشانی از نظر سنگ‌شناسی متنوع نبوده و بیشتر شامل تناوبی از فوران‌های آتشفشانی به‌صورت آذرآواری چون توف آذرآواری، برش آتشفشانی، آگلومرا و گدازه‌ها به صورت روانه‌های آندزیتی- بازالتی تا اسیدی است (شکل ۲). سرانجام این مجموعه‌ها توسط توده‌های نیمه‌عمیق آتشفشانی چون توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریتی، گرانودیوریتی، مونزونیتی و داسیتی با بافت ریزدانه‌ای تا پورفیری، قطع شده‌اند. رخنمون این واحدهای نفوذی نشان دهنده بالاآمدگی و فرسایش شدید واحدهای دربرگیرنده آنهاست. رسوب‌های جوان‌تر در این مناطق بیشتر شامل کنگلومراهای چندزادی سخت‌نشده پالئوسن و نهشته‌های آبرفتی کواترنر، به‌ندرت فعالیت‌های ماگمایی (در منطقه کوهین) با ترکیب بازانیتی و تراورتن هستند، که نقش عمده‌ای در پوشش واحدهای قدیمی‌تر و تشکیل سامانه‌های زمین‌گرمایی منطقه دارند (شکل۲).

مهمترین روند ساختاری ناحیه‌ای در این مناطق روند شمال غربی- جنوب شرقی با سازوکار راستا لغز راستبر (پهنه برشی)، همروند با روند بالاآمدگی، محور چین‌خوردگی‌ها (طاقدیس‌ها) و روند جایگیری ماگماست (شکل۱). البته، با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمین‌فیزیکی، گسل‌های راستالغز (راستگرد و چپگرد) شمالشرق- جنوب غرب بیشترین تمرکز را در این مناطق دارند (شکل۲). این گسل‌ها اغلب روند ناحیه‌ای را قطع می‌کنند و از آنها جوانتر (بیشتر میوسن) هستند (شکل۲). به بیان دیگر، طی تشکیل ساختار این نواحی، در اثر پهنه‌برشی راستگرد [۱۱-۱۳]، این شکستگی‌ها باعث ایجاد فضای لازم و خروج ماگما در حوضه‌های رسوبی میوسن شده‌اند. به طوری که رخنمون اغلب گدازه‌ها و آذرآواری‌های یادشده به صورت کشیده در راستای این ساختارها اشاره به نقش کششی و کنترلی آنها در خروج و فوران ماگما در این مناطق دارد (شکل۲).

روش بررسی

به منظور دست‌یابی به اهداف پژوهش افزون بر استفاده از نتایج پیشین، بررسی‌های سنگ‌شناسی (میکروسکوپی و تجزیه) و دگرسانی اصولی براساس تصاویر ماهواره‌ای، تجزیه‌های زمین-شیمی و بررسی سیال‌های درگیر در کانسار زواریان و ساری-گونای انجام شد. به منظور شناسایی دگرسانی‌ها و ساختار که مستقیم و غیرمستقیم در ارتباط با کانه‌زایی هستند، بررسی‌های اصولی دستگاهی با پردازش داده‌های ماهواره‌ای آستر (مربوط به پیش از فرآیند بهره‌برداری از کانسار ساری‌گونای) با روش‌هایی چون ترکیب رنگی کاذب (RGB)، نسبت نواری و بارزسازی تصاویر به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM) با نرم‌افزار ENVI4.8، صورت گرفت. بررسی سنگ‌شناسی واحدهای آذرین و کانه‌شناسی در منطقه زواریان با برداشت ۱۶۰ نمونه مقطع نازک و ۱۵ نمونه مقطع نازک-صیقلی و در قالب تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰ (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)، انجام شد. همچنین، به‌منظور بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین میزبان کانه‌زایی طلای زواریان، تعداد ۲۱ نمونه از بخش‌های کمتر دگرسان این مجموعه برای تجزیه زمینشیمیایی کل سنگ (عناصر اصلی و کمیاب) و تعیین ترکیب ماگما برداشت گردید. آماده‌سازی نمونه‌ها (خردایش و پودر نمودن) و همچنین تجزیه عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-EOS) با دقت حدود 0.01 % و عناصر فرعی با روش طیف‌سنجی جرمی نوری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با دقت 0.01-0.1 ppm در آزمایشگاه مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. برای بررسی سیال‌های‌درگیر در کانسار زواریان، تعداد ۴ نمونه از کوارتزهای کانه‌دار موجود در رگه‌های سیلیسی- سولفیدی منطقه با روند شمال‌شرق- جنوب غرب (NE-SW) انتخاب گردید. پس از تهیه مقاطع دوبر صیقلی و سنگ‌نگاری آنها، به منظور گرماسنجی سیال های درگیر، از صفحه لینکام THMSG600 با توانایی ایجاد دمای ۶۰۰+ تا ۲۰۰- ^{o}C متصل به میکروسکوپ الیمپوس BX50 با بزرگنمایی۴۰۰× در آزمایشگاه سیال‌های درگیر دانشگاه فردوسی مشهد استفاده شد. برای واسنجی استیج سرمایش-گرمایش از پتاسیم نیترات با دمای ذوب ۳۳۵ درجه سانتی‌گراد و دی‌کرومات پتاسیم با دمای ذوب ۳۹۸ درجه سانتی‌گراد

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]

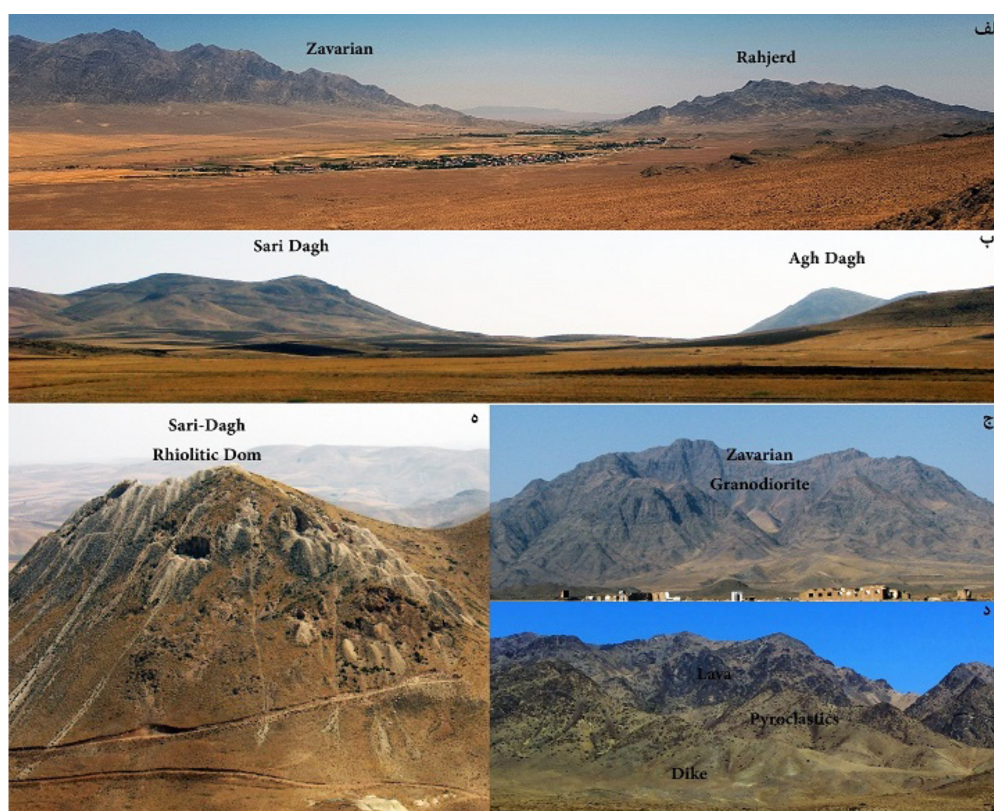
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

استفاده شد. به این ترتیب، دقت اندازه‌گیری در مرحله گرمایش حدود ۱+ درجه سانتی گراد بود.

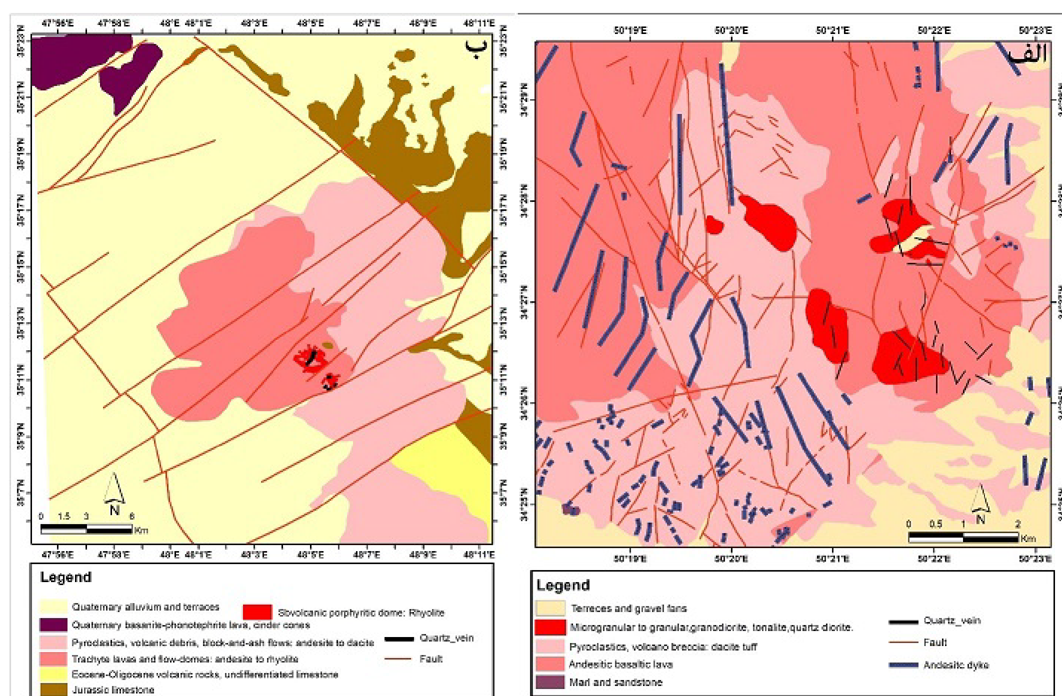
بحث و بررسی

سنگ‌شناسی

اغلب واحدهای رخنمون یافته در منطقه زواریان شامل توالی از واحدهای آتشفشانی-رسوبی الیگومیوسن هستند که با دگرشیبی زاویه‌دار بر واحدهای آتشفشانی ائوسن قرار دارند [۱۴]. این توالی از دیدگاه سنگ‌شناسی تنوع چندانی ندارد و بیشتر شامل گدازه‌ها، واحدهای آذرآواری، توده‌های نیمه‌عمیق آتشفشانی (فلسی تا حدواسط) و سنگ‌های رسوبی چون کنگلومرا، مارن و آهک هستند (شکل‌های ۳ الف،پ،ت). واحدهای رسوبی آغازین در این توالی سنگ‌هایی تخریبی دانه‌درشت تا ریزدانه چون کنگلومرا، مارن قرمز و شیل هستند که با پیشروی دریای الیگومیوسن، سازند قرمز زیرین را تشکیل داده‌اند [۷]. روی این واحد رسوبی در لبه‌های منطقه مورد بررسی، توالی رسوبی-کربناتی سازند قم (اکی‌تانین-بوردیگالین) و در منطقه زواریان، مجموعه آتشفشانی میزبان کانه‌زایی که گستردگی و پراکندگی به نسبت بالایی نیز دارد (حدود ۲۰۰ کیلومتر مربع)، برونزد یافته‌اند (شکل‌های ۳ الف،پ،ت). بر این اساس، این سامانه بخشی از توالی آتشفشانی-رسوبی حوضه قم بوده که در میوسن و در یک محیط دریایی کم‌عمق قاره‌ای تشکیل شده است (شکل‌های ۳ الف،پ،ت). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و بازدیدهای صحرائی، این مجموعه آتشفشانی با ترکیب غالب بازالت، آندزی-بازالت و آندزیت، تناوبی از شرایط انفجار (آذرآواری) و آرامش (گدازه جریانی) را پشت سر نهاده و توسط دایک‌ها و توده‌های نیمه‌عمیق با بافت ریزدانه‌ای تا پورفیری، قطع شده است. از این رو، این فعالیت آتشفشانی به سن میوسن در قالب یک مخروط آتشفشانی (آتشفشان چینه‌ای) درون‌قاره‌ای و به شکل یک مخروط آتشفشان (خستک) تشکیل شده و میزبان کانه‌زایی طلا –مس زواریان است (شکل۳پ)[۱۵]. در این مجموعه، واحدهای آذرآواری گسترش بیشتری نسبت به سایر واحدها داشته (شکل‌های ۳ الف،پ) و اغلب به صورت توف، توف‌برش، ایگنیمبرایت و آگلومرای جریانی رخنمون دارند. این واحد اغلب به‌رنگ سبز تا خاکستری تیره و با میان‌لایه‌هایی از گدازه در دره‌ها و یا با شیب کم در لبه‌ها و پیرامون مخروط آتشفشانی دیده می‌شود (شکل ۳ ت). این واحد بیشتر از قطعه‌های سنگی با ترکیب آندزیتی-داسیتی در اندازه‌های مختلف تشکیل شده (شکل ۴) و با زمینه‌ای از سیلیس، پلاژیوکلاز، کلریت، کلسیت، کانی کدر و اکسیدهای آهن همراه با شیشه یا بدون آن در بر گرفته شده است (شکل ۵). درشت بلورهای این واحد اغلب از پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک (بیشتر هورنبلند و به‌ندرت پیروکسن) تشکیل شده‌اند. بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در آنها اغلب ترکیب اولیه خود را از دست داده و به کلریت، کلسیت، اپیدوت، سریسیت، کانی رسی و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۵). این در حالی است که گدازه‌ها در این مجموعه به‌صورت پوششی در ارتفاع‌ها و به صورت میان‌لایه‌ای در مرکز منطقه بیشترین رخنمون را دارند (شکل ۵). گدازه‌ها در این مجموعه بیشتر با ترکیب آندزیتی-بازالتی، دارای بافت پورفیری با خمیره ریزسنگ و درشت-بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن هستند. اغلب درشت-بلورهای پلاژیوکلاز از مرکز سریسیتی شده‌اند و دارای ماکل چندریخت ناقص و منطقه‌بندی هستند (شکل۵). خمیره نیز از پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر تشکیل شده است (شکل ۵). آثار بلورهای اولیه تیره کدر شده در آن وجود دارد (شکل ۵). نکته بسیار مهم در این بخش، حضور توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق در مرکز دره‌های رسیده به نواحی مرتفع (مرکز مخروط آتشفشان) به‌عنوان سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی است (شکل ۳ پ). بیشتر رگه‌های سیلیسی کانه‌دار و دگرسانی‌های مربوط به آن درون و یا در کنار این توده‌ها واقع هستند (شکل ۴ الف). این دگرسانی، دلیل دورنمای روشن این واحد نسبت به سایر واحدهای سنگی است (شکل‌های ۳ پ و ۶). رنگ ظاهری رخنمون آنها خاکستری روشن و بافت آن‌ها ریزدانه‌ای و پورفیری است (شکل‌های ۶ ب،پ). رخنمون متعدد این واحدهای نفوذی به صورت پراکنده در سنگ‌های آتشفشانی منطقه نشانگر ارتباط آنها در عمق و روبرداری آنها به‌دلیل بالاآمدگی است (شکل ۴ الف). آنها از نظر ترکیبی، بیشتر در گستره گرانودیوریت-تونالیت هستند و اغلب از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند، منیتیت و به‌ندرت پیروکسن تشکیل شده‌اند (شکل ۶). آمفیبول‌ها اغلب به کلریت، کلسیت و کانی‌های اکسید آهن (مگنتیت) و کدر تجزیه شده‌اند (شکل ۶). نوع بافت، حضور هورنبلند ماگمایی به همراه منیتیت و نیز نبود موسکویت در این توده‌ها اشاره به جایگزینی آنها در اعماق به نسبت کم دارد [۱۶]. بر اساس بررسی‌های سن‌سنجی انجام شده [۱۸،۱۷]، سن این توده‌ها میوسن پیشین (۱۷-۲۱ میلیون سال پیش) در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۳ نمایی از مجموعه های آذرین میزبان کانه‌زایی به ترتیب سلفچگان شامل مناطق زواریان و راهجرد (دید به سمت) و کوهین شامل ساری داغ و آق‌داغ (دید به سمت شمال‌شرق)، (پ) نمایی از کالدرا (خستک) میزبان کانه‌زایی زواریان، که در توده نفوذی با رنگ روشنتر در مرکز آن نمایان است، (ت) نمایی از توالی گدازه‌ها، آذرآواری‌ها و دایکهای قطع کننده در دیواره بیرونی کالدرا در منطقه زواریان، (ث) توده نیمه عمیق ریولیتی-داسیتی ساری‌داغ، سنگ میزبان کانه‌زایی ساری‌گونای، که اکنون به طور کامل برداشت شده است.

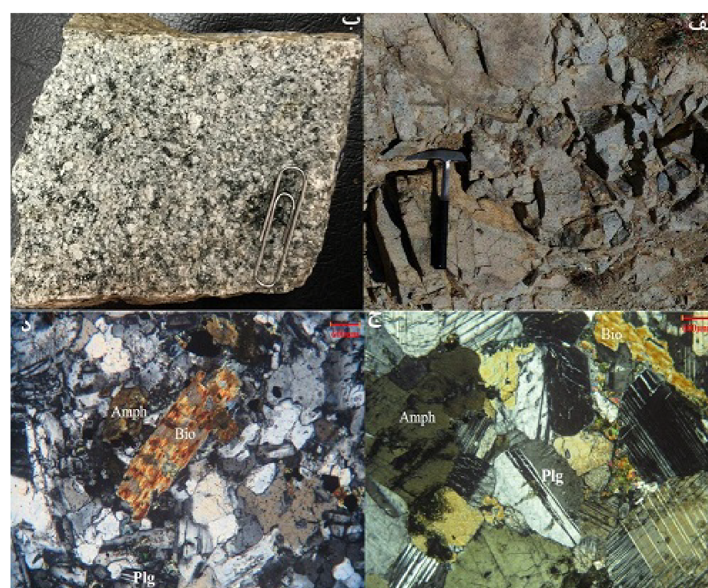


شکل ۴ نقشه‌های زمین‌شناسی مناطق معدنی (الف) زواریان ، (ب) ساری‌گونای براساس نقشه‌های زمین‌شناسی اقتصادی ۱:۲۵۰۰۰ زواریان [۷] و ۱:۲۰۰۰۰ ساری‌گونای، (برگرفته از مرجع [۱۹] با کمی تغییر).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]



شکل ۵ الف: نمایی از تناوب واحد گدازه آندزیتی و آذرآواری در مقیاس رخنمون نمایی از واحد گدازه آندزیتی قهوه‌ای MPan که به صورت میان لایه درون واحدMv قرار گرفته است ب-د: مقطع میکروسکوپی دارای بافت میکرولیتیک شیشه‌ای دارای میکروفنوکریست‌های کانی پلاژیوکلاز و بیوتیت- ج: بخش‌های دگرسانی اپیدوتیزه و کلریتی-ر-ز: مقطع میکروسکوپی واحد آذرآواری ه: مقطع میکروسکوپی واحد توفی.



شکل ۶ نمایی از توده نیمه عمیق در مقیاس رخنمون، نمونه دستی و میکروسکوپی در منطقه زواریان، الف) رخنمون توده نیمه‌عمیق گرانودیوریتی ،ب) نمونه شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپات و کانی‌های تیره (آمفیبول) درشت با بافت پورفیری-دانه‌ای، پ،ت) مقطع میکروسکوپی از این واحد با بافت دانه‌ای، درشت بلورهای پلاژیوکلاز (آندزین– الیگوکلاز) در نور قطبشی همراه با کانی مافیک آمفیبول و بیوتیت که به کلریت، اپیدوت و کانی کدر (اکسید آهن و مگنتیت) تجزیه شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

مجموعه واحدهای آتشفشانی منطقه افزون بر توده‌های نیمه‌عمیق، توسط دسته دایک‌های آندزیتی با راستای شمال غرب تا شمال شرق قطع شده‌اند (شکل ۷). این دایک‌ها با رنگ سبز تا خاکستری تیره توده‌های نفوذی را قطع نکرده‌اند، بنابراین به‌نظر می‌رسد که از نظر سنی پیش از و یا همزمان با آنها تشکیل شده باشند (شکل ۴ الف). نکته مهم در مورد وجود این دسته دایکها، تائید تداوم عملکرد فاز کششی در مراحل پایانی فعالیت ماگمایی در این منطقه است (شکل ۷). در مجموع از ویژگی‌های بارز این مجموعه سنگها می‌توان به حضور بلورهای درشت هورنبلند اشاره کرد که به نظر امامی [۱۴] از نوع پارگازیت هستند و نقش مهمی در غنی شدگی ماگمای باقیمانده از سیلیس دارند. از نظر ساختاری، گسل‌های اصلی این منطقه با راستای شمال غرب- جنوب شرق (NW-SE) نقش تعیین کننده‌ای در کنترل حوضه‌های رسوبی و خروج فعالیتهای آتشفشانی داشته‌اند (شکل ۴ الف). این در حالی است که روندهای شمال‌شرق-جنوب غرب (NE-SW) تا شمالی-جنوبی با سازوکار راستا لغزی (راستگرد-چپگرد) نه تنها باعث قطع روندهای پیشین شده، بلکه نقش مهمی در جابه-جایی آنها، ایجاد فضای کششی لازم برای جایگیری توده‌های نیمه‌عمیق و دایکها در منطقه داشته‌اند [۱۸](شکل ۴ الف). در مقایسه با این مجموعه آتشفشانی، کانسار ساری‌گونای را طیفی از سنگ‌های آتشفشانی چون لاتیت، تراکیت، داسیت، ریولیت و استوک‌های نیمه‌عمیق در بر می‌گیرند [۱۹]. این مجموعه به همراه واحدهای تخریبی اولیگوسن (سازند قرمز زیرین) و رسوب‌های دریایی الیگوسن-میوسن (سازند قم) به‌طور دگرشیب بر شیست‌ها و آهک‌های ژوراسیک واقع شده‌اند (شکل ۴ب). بنابراین، سازند قم که در محیط دریایی این منطقه تشکیل شده است، دارای رسوبات آهکی و سنگ‌های آتشفشانی می‌باشد (شکل‌های ۳ب،ت و شکل۴ب). افزون بر آن، قطعه‌هایی از شیست‌ها و آهک‌ها به‌طور محلی درون مجموعه آتشفشانی وجود دارد که گویای قطع‌شدن این واحد توسط این واحد و توده‌های نیمه‌عمیق جوان‌تر در این منطقه هستند. این مجموعه آتشفشانی به‌سمت شمال، جنوب و غرب با شیب ملایم به زیر نهشته‌های آبرفتی جوان رفته و رخنمون کمی از خود نشان می‌دهد [۲۰]. براساس بررسی‌های سن‌سنجی انجام شده، دو فاز ماگمایی به سن میوسن در این منطقه حضور دارند. گروه نخست با ترکیب حدواسط تا اسیدی و سنی حدود ۱۱ تا ۱۱٫۷ میلیون سال پیش (میوسن میانی-پسین)، سنگ میزبان کانه‌زائی کانسار ساری‌گونی را تشکیل می‌دهد[۱۹]، در حالیکه گروه دوم با حجم بیشتر، سنی حدود ۸٫۳ تا ۹٫۸ میلیون سال (میوسن پسین) و ترکیب بازی کانه‌زایی ندارد [۲۲،۲۱]. از دیگر فعالیت‌های ماگمایی قابل توجه در این منطقه، وجود فعالیت ماگمایی جوان (کواترنری) است که گاهی هر دو این فعالیت‌های ماگمایی را قطع نموده‌اند (شکل۴ب). توده نیمه‌عمیق مربوط به کانه‌زایی در این منطقه با توجه به حفاری‌های صورت گرفته دارای ترکیب دیوریتی با ماهیت آهکی قلیایی و بافت پورفیری بوده که در بخش بالایی به صورت گنبدهای داسیتی-ریوداسیتی تا تراکیتی (آق‌داغ و ساری‌داغ) رخنمون یافته است [۲۳] (شکل‌های ۳ب،ت). این توده‌های نیمه عمیق با بافت پورفیری اغلب از بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، کوارتز و فلدسپار قلیایی تشکیل شده‌اند. روند شکستگی‌ها و گسل‌ها در این منطقه شباهت بسیاری به منطقه سلفچگان نشان می‌دهد به طوری که اگرچه بیشتر روند NW-SE دارند ولی روند عمومی و کانه‌زایی در ارتباط با توده نفوذی نیمه‌عمیق NE-SW است (شکل۴ب) [۲۳]. بنابراین شکل‌گیری این نواحی با گسلهای راستا لغز (راستگرد و چپگرد) منجر به تغییر روندهای زمین‌ساختی ماگمایی پیشین و نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق و سیال‌های وابسته به آنها (سامانه‌های فراگرمایی-پورفیری) در قالب رگه‌های-سیلیسی کانه‌دار [۲۴]، در گستره زمانی میوسن تا عهد حاضر شده، است (شکل۲ب). مهمترین اختلاف فعالیت‌های ماگمایی منطقه قروه با سلفچگان (زواریان) نبود فعالیت ماگمایی میوسن پیشین و به نوعی تفکیک زمانی-مکانی دو فاز ماگمایی میوسن پیشین و میوسن میانی در مناطق مورد بررسی است. به بیان دیگر، در گستره زمانی میوسن پیشین تا میانی به نوعی با تشکیل ماگما در قالب تشکیل پهنه برشی راستگرد و نقش ساختار در ایجاد موقعیت مناسب برای جایگیری ماگما مواجه هستیم. به طوری که رخنمون نیافتن فاز ماگمایی میوسن پیشین در منطقه کوهین به دلیل نبود نظام یا فاز کششی محلی نسبت به منطقه سلفچگان و ایجاد مجاری خروج

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

ماگماست. این امر با توجه به حضور دسته دایک‌های فراوان در منطقه سلفچگان قابل توجیه است. همچنین در کانسار ساری-گونای، با حجم کمتر و فرسایش بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و رخنمون توده‌های نیمه‌عمیق داسیتی-ریولیتی به صورت دو تپه (آق‌داغ و ساری‌داغ) مواجه هستیم، این در حالی است که در کانسار زواریان، اگرچه توده‌های نیمه عمیق در مرکز مخروط آتشفشان رخنمون دارند اما ریختار مخروط آتشفشان با شیب تند حفظ شده و ارتفاع‌ها را تشکیل می‌دهند. بنابراین در منطقه کوهین، نسبت به منطقه سلفچگان، در گستره زمانی میوسن پیشین تا پسین (چند میلیون سال)، نقش پهنه‌های برشی راستگرد بیشتر از بالاآمدگی و کشش نمود داشته است.

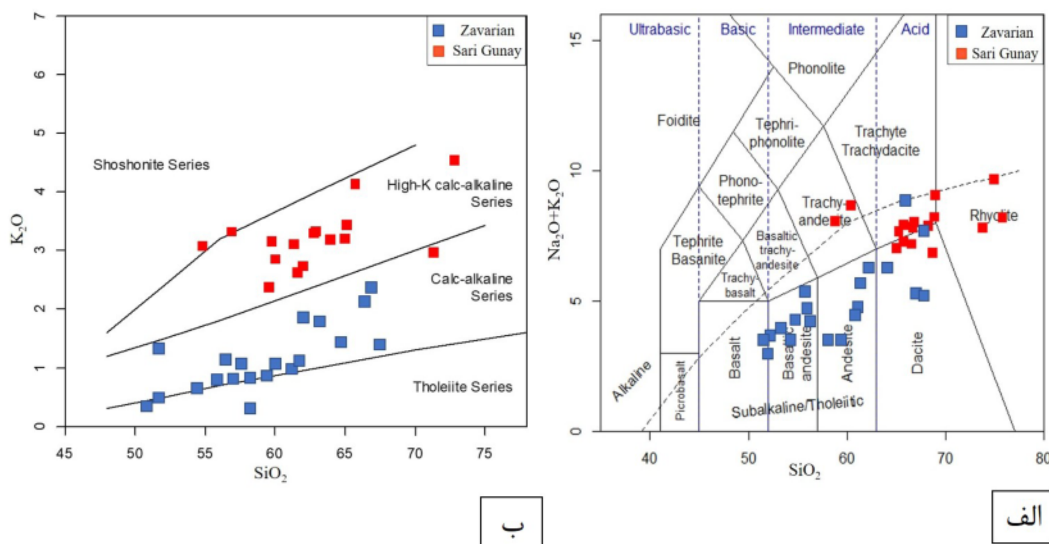
زمین‌شیمی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی x (XRF) نمونه‌های آتشفشانی میزبان کانسار طلا- مس زواریان بر نمودار SiO_2-(Na_2O+K_2O) [۲۵] در شکل ۸ الف آورده شده است. بر این اساس آنها از نظر ترکیبی، در گستره‌های بازالت، بازالت-آندزیت، تا آندزیت و داسیت (بازی تا حدواسط) و یک نمونه در گستره تراکی داسیت قرار دارند. بررسی مقدار قلیایی بودن سنگ‌های آذرین این نمونه‌ها بر اساس نمودار SiO_2 -K_2O [۲۶] نشان دهنده ماهیت آهکی قلیایی این سنگ‌هاست (شکل ۸ ب). این در حالی است که نمونه‌های مربوط به ساری‌گونای (شکل ۸ الف) بیشتر ترکیب تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت و ریولیت (بیشتر فلسی دانسته) و در گستره سنگ‌های با ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۸ ب) و به نوعی از نظر ترکیبی از سنگهای منطقه زواریان تفکیک می‌شوند. مقادیر SiO_2 در مجموعه آتشفشانی سلفچگان متوسط تا بالا (۶۵-۵۰ درصد) و در نمونه‌های ساری‌گونای بالاست (٪۷۵-۶۰ درصد). از نظر K_2O وNa_2O، در مجموع نمونه‌های ساری‌گونای غنی‌شدگی بیشتری نسبت به ماگمای زواریان نشان می‌دهند. تمرکز Mg و Ti در مجموعه آتشفشانی سلفچگان به نسبت کم (MgO >5% و TiO_2> 0.9%) است، درحالی‌که از نظر آلومینیم غنی هستند (بیش از ۱۶ درصد). غنی بودن این نمونه‌ها از آلومینیم، ممکن است به‌دلیل روند جدایش باشد، هرچند نوع ترکیب ماگما و عواملی چون دگرسانی گرمابی [۲۷] و یا غیریکنواختی مقدار آب در ناحیه خاستگاه نیز بی‌تاثیر نیست [۲۸]. کانی‌های مافیک در این نمونه‌ها بیشتر به‌صورت درشت بلور (پورفیری) و شامل هورنبلند، بیوتیت و گاهی پیروکسن هستند که خود دلیلی بر آبدار بودن ماگمای تشکیل‌دهنده آنهاست. بنابراین، فرآیندهای مؤثر در تشکیل این ماگما به احتمال بسیار در ارتباط با جدایش بلورین و غنی‌شدگی درون‌قاره‌ای است. الگوی توزیع عناصر خاکی نادر (REE)، منطقه زواریان پس از بهنجارش نسبت به کندریت [۲۹]، غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹). همچنین چنان که در الگوی توزیع این عناصر دیده می‌شود (شکل ۹)، عناصر خاکی نادر سبک(LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین(HREE) غنی‌شدگی دارند، اما این غنی شدگی در مجموعه ساری‌گونای بارزتر است و به جدایش یافتگی بیشتر این مجموعه ماگمایی نسبت به مجموعه زواریان اشاره دارد (شکل ۹). این الگوهای قاشقی شکل REE (شکل ۹) اغلب با جدایش عادی مجموعه درشت‌بلورهایی چون کلینوپیروکسن و آمفیبول طی جایگیری همخوانی دارند [۳۰-۳۲]، همچنین شباهت رفتار عنصر Eu با دیگر عناصر در این مجموعه و نبود غنی‌شدگی شدید آن اشاره به گریزندگی بالای اکسیژن ماگما دارد [۳۳]. نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین منطقه زواریان بر پایه داده‌های گوشته اولیه [۳۴] بهنجار و رسم شده‌اند (شکل ۱۰). در آنها، عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) چون Cs, Th, K, Sr نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Zr, Ti, Nb غنی شدگی نشان می‌دهند. از طرف دیگر، ناهنجاری منفی Ti, Nb اگرچه از ویژگی‌های فعالیت ماگمای وابسته به فرورانش و نوع I است، می‌تواند متاثر از آلودگی ماگمای اولیه با سنگ‌های پوسته‌ای و یا دگرنهادی گوشته در محیط فرورانش نیز باشد [۳۵]. همچنین غنی شدگی Th, U نشان دهنده آلودگی پوسته و وابسته به ویژگی‌های خاستگاه آن است [۳۶].

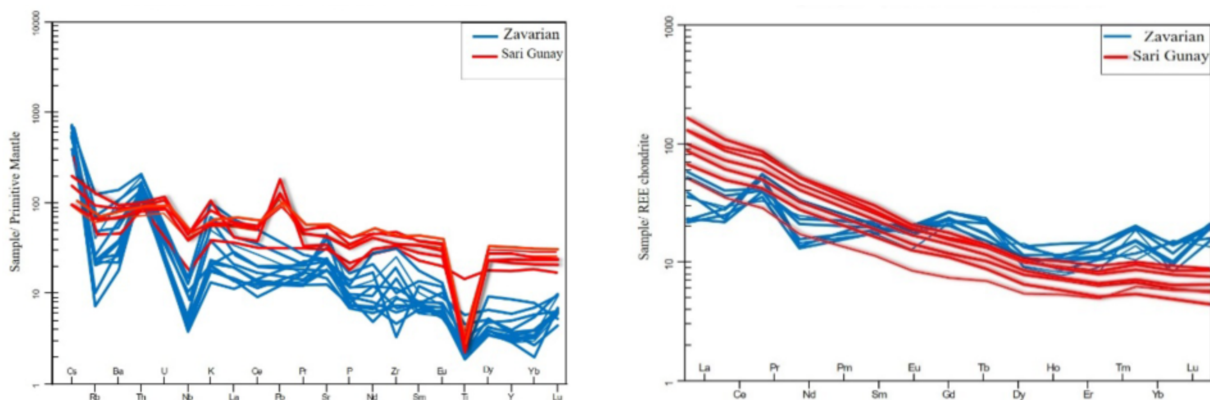
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]



شکل۷ دایک‌های منطقه، الف) دایک‌های آندزیتی که واحدهای آتشفشانی میوسن را قطع کرده‌اند ب و ج) نمائی میکروسکوپی از دایک‌های آندزیتی



شکل ۸ الف) نام گذاری شیمیایی واحدهای آتشفشانی میزبان کانه‌زایی در منطقه زواریان، در مقایسه با ساری گونای با استفاده از نمودار $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ برگرفته از [۲۵] ب) بررسی میزان آلکالینیته منطقه زواریان و ساری گونای $SiO_2 - K_2O$ [۲۶].



شکل۹ الگوی توزیع عناصر نادر خاکی عادی سازی شده (normalize) نسبت به کندریت در منطقه زواریان و ساری گونای[۲۹].

شکل۱۰ نمودار فراوانی عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه در منطقه زواریان و ساری گونای برگرفته از [۳۴].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

ناهنجاری‌های مثبت Eu, Sr نیز به خاستگاه گوشته‌ای سنگ‌-های این ماگما که در ذوب گوشته سیال‌ها نقش داشته‌اند، اشاره دارند [۳۷]. این نتایج در مقایسه با مجموعه میزبان ساری‌گونای روند ملایم‌تری را نشان می‌دهد، هرچند که در منطقه ساری‌گونای غنی‌شدگی سرب بسیار بیشتر است و اشاره به آلودگی پوسته‌ای بیشتر ماگمای این بخش نسبت به زواریان دارد. بررسی جایگاه زمین‌ساختی بر اساس نمودارهای مراجع [۳۹،۳۸] و داده‌های عناصر کمیاب اشاره به حضور هر دو مجموعه ماگمایی میزبان کانه‌زایی در کرانه فعال قاره‌ای دارند (شکل ۱۱). بنابراین، ترکیب شیمیایی ماگما و جایگاه تشکیل این نوع ماگماها در کنار دیگر شواهد زمین‌شناسی صحرایی، سن‌سنجی و نسبت دادن زمان برخورد به الیگومیوسن [۴۰]، بیانگر جایگاه تشکیل این مجموعه ماگمایی وابسته به کمان در حوضه‌های کم‌عمق درون‌قاره‌ای طی مراحل کششی همزمان با بالاآمدگی و پس از برخورد است (شکل۱۱). در مجموع، این موارد به نوعی به جدایش و شدت آلودگی‌های متفاوت این مجموعه‌های ماگمایی در توالی‌های زمین‌شناسی و نظام‌های ساختاری محلی مختلف اشاره دارند.

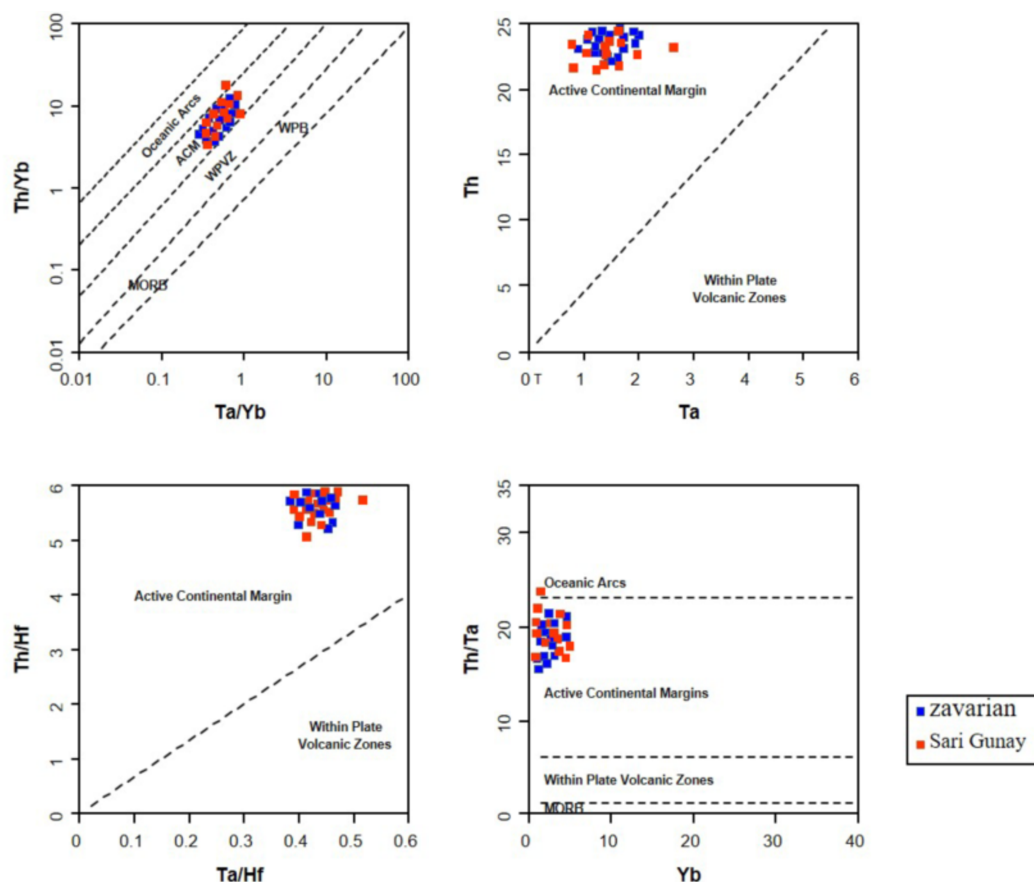
دگرسانی گرمابی

بررسی‌های اصولی دستگاهی و پردازش داده‌های ماهواره‌ای آستر در این مناطق، اشاره به وجود انواع دگرسانی گرمابی چون سیلیسی، سریسیتی، آرژیلی، پروپلیتی و سرانجام اکسیدهای آهن دارد که بر انواع دگرسانی‌های پیشین اعمال شده است (شکل ۱۲). این دگرسانی‌ها اغلب در کنار و درون توده‌های نیمه‌عمیق و در راستای شکستگی‌ها با روند تقریبی شمال شرقی- جنوب غربی گسترش دارند، هرچند شدت آن پیرامون رگه‌های کانه‌دار بیشتر است [۱۹،۸،۷]. این دگرسانی‌ها از مرکز (دگرسانی سیلیسی) به سمت لبه‌ها، به نوعی منطقه‌بندی از خود نشان می‌دهند (شکل۱۲). به طوری که دگرسانی پروپیلیتی اغلب در بخش بیرونی دیگر دگرسانی‌ها، گسترش بیشتری (ویژه در منطقه زواریان) دارد (شکل ۱۲).

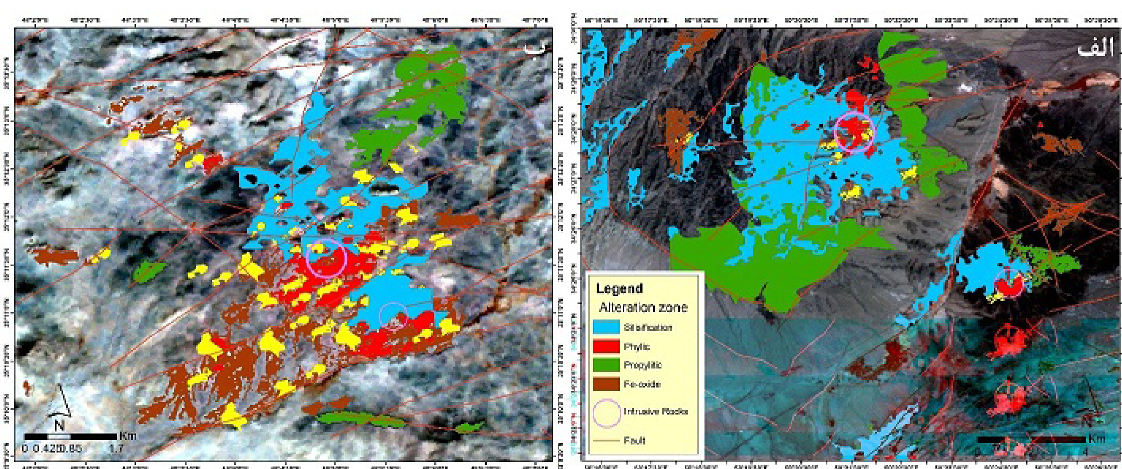
دگرسانی آرژیلی، متداول‌ترین نوع دگرسانی گرمابی بوده، اما گسترش آن در این منطقه‌ها، پیرامون بخش‌های سیلیسی و در راستای گسلهای با روند شمال شرقی-جنوب غربی قابل تشخیص است (شکل ۱۲). اگرچه این دگرسانی اغلب به‌خوبی گسترش یافته، ولی بافت اولیه سنگ میزبان (پورفیری) در آن حفظ شده است (شکل ۱۳). شدت این دگرسانی در واحدهای آذرین در منطقه زواریان کمتر از منطقه ساری‌گونای است (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). این دگرسانی با دور شدن از توده‌های نیمه‌عمیق و دگرسانی سیلیسی کاهش یافته و در لبه به دگرسانی پروپلیتی تبدیل می‌شود (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). دگرسانی سریسیتی (فیلیک) از بارزترین و مشخص‌ترین دگرسانی‌های گرمابی در این مناطق است و بیشترین رخنمون و شدت را پیرامون توده‌های نیمه‌عمیق نشان می‌دهد (شکل ۱۲). این دگرسانی در منطقه زواریان گسترش محدودتری دارد و رخنمون آن بیشتر مربوط به دره‌های عمیق شمال شرق منطقه، در کنار توده‌های نیمه‌عمیق است (شکل‌های ۱۲ الف و ۱۳ب). این دگرسانی، بویژه در منطقه ساری‌گونای، رابط نزدیکی با دگرسانی آرژیلیک نشان می‌دهد، به طوری‌که توسط پهنه باریکی از دگرسانی آرژیلیک در برگرفته شده و در لبه‌های به دگرسانی پروپلیتیک تبدیل می‌شود (شکل ۱۲ب). دگرسانی سیلیسی مهمترین نوع دگرسانی در این ذخائر است که هسته سامانه‌های گرمابی را در توده‌های نیمه‌عمیق و حواشی آنها، به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۱۲). این دگرسانی در کانسار زواریان گسترش بیشتری دارد، که با توجه به بازدیدهای صحرایی و مقایسه آن با نقشه زمین‌شناسی، بنظر می‌رسد که عمده آن بازتاب واحدهای آذرآواری به شدت سیلیسی رخنمون یافته در منطقه است (شکل۱۲). این دگرسانی بیشتر به‌صورت پهنه‌های سیلیسی شده و یا در راستای ساختارهای کششی (گسل‌ها)، به‌صورت یک سامانه شکستگی شامل دسته رگه سیلیسی- سولفیددار با شیب و روند مختلف (اغلب NE) در هر دو منطقه گسترش دارد (شکل ۱۲). این توزیع از نفوذ سیال‌-های گرمابی، ترجیحاً از راه‌های عبور گسلی (راه‌های تغذیه‌کننده و رگه‌ای‌شکل) به بخش‌های بالاتر با پرنمودن فضاهای خالی و برش‌های گرمابی ناشی شده است. از ویژگی‌های بافتی این نوع دگرسانی وجود بافت‌های شکافه‌پرکن، برشی، شانه‌ای، کوکاد، توده‌ای، حفره‌ای، موزائیکی و داربستی است (شکل ۱۳). در این بین، برش‌های گرمابی از مشخصه‌های این سامانه و سامانه‌های فراگرمایی هستند [۱۴]. این نوع دگرسانی بیشتر در درون دگرسانی آرژیلیک و روی آن قرار می‌گیرد (شکل ۱۲). سرانجام، اکسیدهای آهن در منطقه (شکل ۱۲) به صورت گوتیت، ژاروسیت و لیمونیت به همراه دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک و سریسیتیک دیده می‌شوند [۱۴]. نکته مهم در ارتباط با دگرسانی‌های اصولی گرمابی در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

این مناطق افزون بر شباهت، گسترش بیشتر آنها در گستره کانه‌زایی ساری‌گونای نسبت به زواریان است که ممکن است به دلیل بالاآمدگی و فرسایش بیشتر بخش‌های رویی با توجه به حضور گنبدهای داسیتی (ساری‌داغ و آق‌داغ) و نقش بیشتر سیال‌های جوی و چرخش آبگرم در آن، نسبت به منطقه زواریان باشد. این امر با توجه به حضور چشمه‌های آبگرم و فرآیند تراورتن سازی گسترده در منطقه ساری‌گونای قابل توجیه است.



شکل۱۱ تفکیک زمین‌ساختی ماگمایی نمونه‌های منطقه زواریان مربع آبی و منطقه ساری‌گونای مربع قرمز براساس نمودارهای مرجع [۳۸].

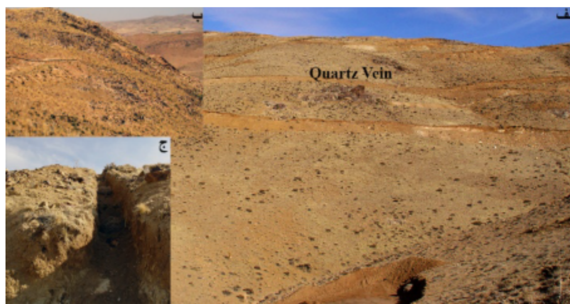


شکل ۱۲ توزیع دگرسانی‌های اصولی گرمابی نسبت به توده‌های نفوذی و ساختارها در مناطق الف) زواریان و ب) ساری‌گونای

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]



شکل۱۳ نمایی از دگرسانی‌های محدود در منطقه زواریان: الف) دگرسانی آرژیلیک در داخل واحد آندزیتی و پروپیلیتیک، ب) دگرسانی آرژیلیک و فیلیک در تصویر الف و در کنار رگه سیلیسی، پ) نمونه دستی حاوی دگرسانی آرژیلیک و اکسیدهای آهن.



شکل ۱۴ نمایی از دگرسانی‌های گسترده اغلب آرژیلیکی در منطقه ساری‌گونای، الف) دگرسانی آرژیلیکی همراه با رگه‌های کوارتز، ب) نمایی نزدیک تر از رگه‌های سیلیسی، پ) ترانشه با عرض و عمق تقریبی یک متر در دگرسانی آرژیلیک.

کانه‌زایی

براساس بررسی‌های سنگ زمین‌شیمیایی و بازدیدهای صحرایی انجام شده [۱۵]، بیشترین کانه‌زایی طلا-مس در پهنه کانه‌دار زواریان، به‌صورت کاملاً قطع‌کننده (رگه-رگچه)، برشی و سولفیددار (پیریت-کالکوپیریت)، در ۹ رگه اصلی و لبه دگرسان آنها تمرکز یافته است (شکل‌های ۴ الف و ۱۵). این رگه‌ها اغلب با روندی هم سو و موازی با دایک‌های منطقه (شمال‌شرق-جنوب غرب تا شمالی- جنوبی)، با ضخامت و طول متغیر درون و یا کنار توده‌های نفوذی بیشترین گسترش را از خود نشان می‌دهند (شکل ۴ الف). همبستگی بین عناصری چون مولیبدن، بیسموت، آرسنیک، آنتیموان، نقره، کادمیوم و مس با طلا، به خاستگاه ماگمایی این سیال ها اشاره دارند[۴۱]. این امر، با توجه به آزمون‌های اولیه فرآوری به‌روش سیانید بر نمونه‌های این کانه‌زایی (در مقیاس پایلوت) و تعیین عیار ۱/۹ گرم بر تن با وجود ذرات میکرونی طلا در اندازه‌های مختلف (اغلب کمتر از ۷۴ میکرون و حضور طلا به‌همراه نقره (الکتروم)، جیوه و آرسنیک تائید می‌شود [۴۲]. سن کانه‌زایی در این کانه‌زایی براساس سن‌سنجی به روش Ar-Ar از سنگ میزبان دیوریتی از کانسار طلا- مس پورفیری دالی (در همین مجموعه آتشفشانی و جنوب این کانه‌زایی و در واحد سنگی میزبان مشابه) حدود ۲۱ میلیون سال پیش (میوسن پیشین) گزارش شده است [۱۸].براساس بررسی‌های کانه‌نگاری، تجزیه-های شیمیایی و پراش پرتوی x (XRD) [۴۱]T این سامانه با ایجاد انواع دگرسانی وابسته به توده نفوذی (تشکیل سیلیس باقیمانده) فعالیت خود را آغاز نموده و با رگه‌های سیلیسی-منیتیتی-ایلمنیتی ± تورمالین (دگرسانی سیلیسی-اکسیدی) در راستای شکستگی‌ها و برشها، نخستین فاز کانه‌زایی را ایجاد می‌کند (شکل ۱۵). کانه‌زایی با برش‌های گرمابی و نفوذ سیال-های گرمابی دربردارنده سولفیدهای مس (رگچه‌های سیلیسی–سولفیدی) ادامه یافته و با سولفیدی شدن و ته‌نشست اصلی کانه‌زایی طلا در حفره‌ها و شکستگی‌ها پایان می‌یابد (شکل ۱۵). گفتنی است که این رگه‌ها و برشها کاملا توده‌های نفوذی را قطع نموده‌اند (شکل‌های ۱۵الف، ت) و اشاره به تاخیری بودن این فاز سیال نسبت به توده‌ها دارند. سرانجام، فرآیند عمومی برونزایی بر آنها اعمال می‌شود که در این بخش با کانی اسپیکولاریت همراه است (شکل ۱۵ ج). بنابراین، این کانه‌زایی طی فعالیت گرمابی و در ارتباط با مجموعه آتشفشانی-نفوذی وابسته به کمان و کانسارهای فراگرمایی و با سولفیدشدگی بالا بیشترین شباهت را نشان می‌دهد.

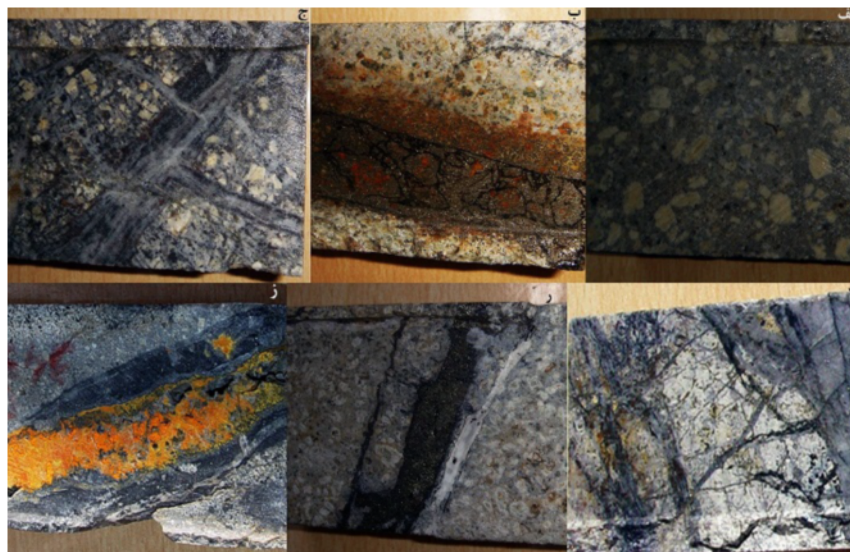
این در حالی است که توده نفوذی نیمه‌عمیق و گنبدهای داسیتی- ریولیتی سنگ میزبان اصلی سامانه رگه‌ای طلادار و عناصر همراه در کانسار طلا-نقره-آرسنیک-سرب-روی-مس ساری‌گونای هستند (شکل ۱۶ الف). بررسی نمونه‌های سنگ زمین‌شیمیایی[۴۳]، همبستگی آشکاری بین عناصر Sb, As, Au در این کانه‌زایی نشان می‌دهد، به طوری که بیشترین تمرکز این عناصر و همروند با آنها عناصر Zn, Ag, Hg محدود به رگه‌ها و پهنه‌های سیلیسی سولفیددار و نیز رگچه‌هایی است که در برخی مناطق در پهنه دگرسانی آرژیلی قرار دارند. در این کانسار، در مجموع ۱۲ رگه و پهنه سیلیسی– سولفیدی کانه‌دار شناسایی شده‌اند که از بین آن‌ها، ۳ رگه، اصلی‌ترین رگه‌های کانه‌دار هستند [۱۹]. دگرسانی‌ها بر اساس نتایج XRD، بیشتر از نوع گرمابی و شامل کلریتی (پروپیلیتی)، آرژیلیک، سریسیتی، تورمالینی و سیلیسی‌شدن هستند [۱۹]. مراحل کانه‌زایی در این کانسار شامل تشکیل دگرسانی و سیلیس باقیمانده (شکل ۱۶)، سپس رگه‌های سیلیسی-منیتیتی-ایلمنیتی (تورمالینی) (شکل۱۶ب)، رگچه‌های سیلیسی–

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

سولفیدی (شکل‌های پ تا ج) و سرانجام برونزادی است. بر این اساس، به نظر شکل‌گیری، سامانه گرمابی ساری‌گونای یک رخداد رگه‌ای با رگه‌های شبه پورفیری دما بالاست که در عمق شروع شده، سپس توسط رگه‌های برشی کوارتز- تورمالین- سرسیتی بعدی، رگه‌های پیشین را قطع می‌کند و سرانجام به رگه‌های فراگرمایی کوارتز، پیریت، استیبنیت، رآلگار، ارپیمان و طلا که به صورت آزاد در کوارتز و درون شبکه پیریت حضور دارند، می‌رسد [۱۹]. سن این کانه‌زائی براساس سن دگرسانی سریسیتی ناشی از فرآیند گرمابی، حدود ۱۰٫۳ تا ۱۰٫۸ میلیون سال پیش در نظر گرفته شده است[۱۹].



شکل ۱۵ نمونه‌های دستی نشانگر مراحل کانه‌زایی در زواریان؛ الف) رگه‌های سیلیسی-منیتیتی -ایلمنیتی (تورمالینی) در گرانودیوریت، دیوریت، ب،پ) رگه رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی کانه‌دار ت) برش‌های گرمابی دربردارنده فاز اکسیدی سیلیسی-منیتیتی -ایلمنیتی (تورمالینی) در توده نیمه عمیق ث) برش‌های گرمابی سیلیسی-سولفیدی کانه‌دار درون رگه سیلیسی، ج) برش گرمابی در برونزایی دربردارنده اکسیدهای آهن و الیژیست.



شکل۱۶ نمایی از مراحل کانه‌زایی در کانسار ساری گونای: الف) توده نیمه عمیق دیوریتی با بافت پورفیری در عمق ۲۵۰ متری دربردارنده هماتیت بصورت دانه پراکنده، ب) رگه سیلیسی-اکسیدی با سولفید کم شامل تورمالین، هماتیت و به مقدار کمتر پیریت در دیوریت پورفیری و عمق ۴۲۸ متری، پ،ت) بافت داربستی دربردارنده کوارتز، پیریت، کالکوپیریت در دیوریت پورفیری و عمق ۴۷۶ متری، ث) رگه سیلیسی شامل کالکوپیریت و پیریت در دیوریت پورفیری در عمق ۳۰۰ متری، ج) رگه دربردارنده رآلگار، ارپیمنت، پیریت در عمق ۳۰۰ متری (همه این تصاویر مربوط به حفاری با قطر ۸-۷سانتی متر هستند).

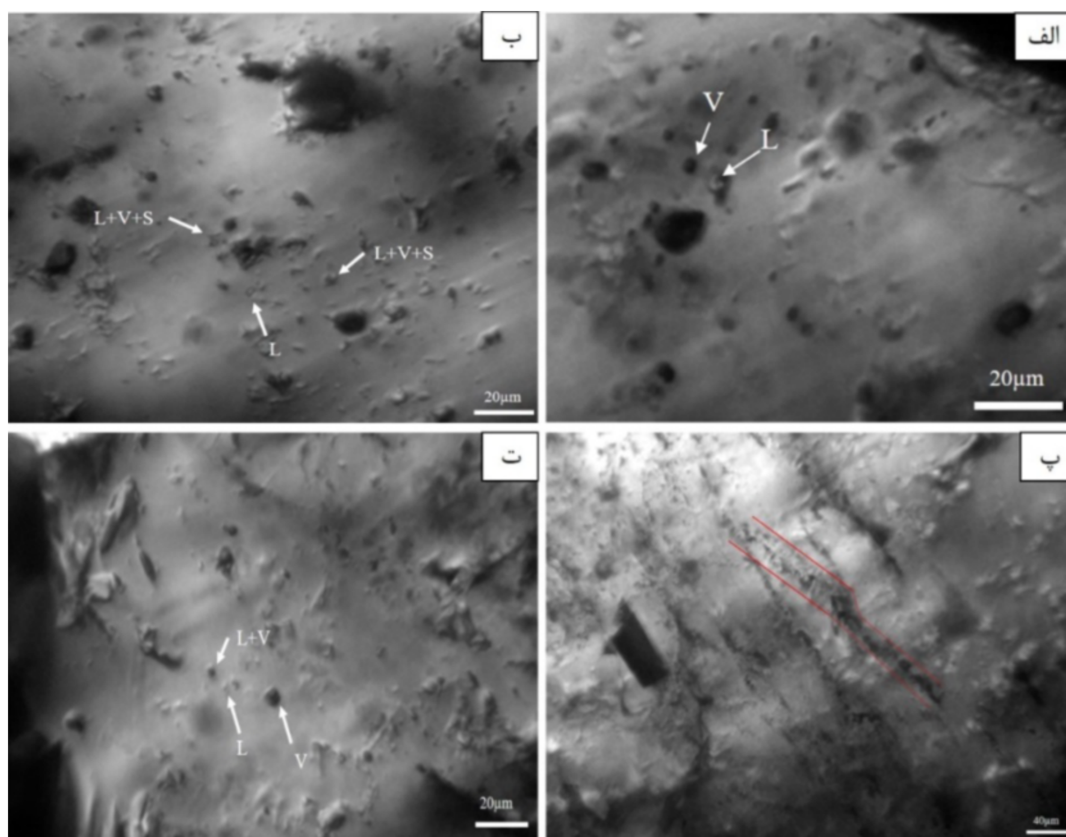
بر این اساس، اگرچه هر دو کانسار از نظر تشکیل فازهای اکسیدی و سولفیدی شباهت‌هایی نشان می‌دهند، ولی در نسبت و مقدار فازهای سولفیدی و اکسیدی تفاوت‌هایی دارند. برای مثال، فاز اکسیدی در کانسار زواریان نسبت به فاز سولفیدی گسترش بیشتری دارد. در مرحله اکسیدی، ایلمنیت، مگنتیت، هماتیت، تورمالین و همچنین کوارتز و به مقدار بسیار کم کانه‌های سولفیدی در هر دو کانه‌زایی وجود دارند، ولی فراوانی بیشتر آن‌ها در کانسار زواریان اشاره به نزدیک‌تر بودن آن به توده و نیز همراهی مس در این مرحله دارد که در کانسار ساری‌گونای مقدار آن کمتر است. همچنین از نظر ارتباط زایشی کانه‌زایی در کانسار زواریان وابسته به توده گرانودیوریتی تا دیوریتی است، در صورتی‌که در کانسار ساری-گونای، توده‌های نفوذی در ارتباط با کانه‌زایی بیشتر دیوریت-هایی هستند که در عمق کمتر با گنبدهای داسیتی و ریولیتی جایگزین شده‌اند. از این رو نکته مهم در مورد این سامانه‌های کانه‌زایی ارتباط آنها با توده‌های نیمه‌عمیق (دیوریتی) است که با رگه‌های کانه‌دار یکی در سطح و دیگری در عمق قطع شده-اند. کانه‌زایی در زواریان در ارتباط با رگه‌های سیلیسی جدا شده از توده ماگمایی است که در سطوح عمیق‌تری جایگیر شده و به اصطلاح کانه‌زایی فراگرمایی وابسته به توده پورفیری و فراگرمایی با سولفیدشدگی بالاست. این در حالی است که کانسار ساری‌گونای در ارتباط با توده نیمه‌عمیق کم عمق‌تر و متاثر از چرخش سیال های جوی و سامانه‌های فراگرمایی حدواسط است. به بیان بهتر، این دو کانه‌زایی پس از نفوذ توده نفوذی رخ داده‌اند، با این تفاوت که در کانسار زواریان به دلیل فاز کششی غالب و ترکیب توده، کانه‌زایی طلا-مس در خود توده و کنار آن وجود دارد، در صورتیکه در ساری‌گونای به دلیل توقف توده و جدایش بیشتر، با چرخش بیشتر سیال های جوی و نمود سامانه‌های فراگرمایی حدواسط در خارج از توده‌های نیمه‌عمیق و درون گنبدهای ریولیتی و داسیتی مواجه هستیم. همچنین، تفاوت ترکیب توده در کانسار زواریان با کانسار ساری‌گونای می‌تواند دلیل تفاوت کانی شناسی در این کانسارها یعنی غلبه بیشتر مس (کانی‌های پیریت و کالکوپیریت) بر سرب و روی در زواریان نسبت به ساری‌گونای بوده باشد.. البته، این امر به نوعی به عمق نیز اشاره دارد، به طوری که در حفاریهای انجام شده در کانسار ساری‌گونای، با افزایش عمق مقدار مس بیشتر می‌شود. همچنین حضور گسترده دگرسانی آرژیلیک (مرحله پیش از کانه‌زایی) در کانسار ساری‌گونای نسبت به گستردگی کم و محدود به لبه رگه‌ها در کانسار زواریان می‌تواند به دلیل سطحی‌تر بودن کانه‌زایی در این کانسار باشد که با حضور کانه‌های دما پائین چون رالگار و ارپیمان در آن و نبود آن‌ها در کانسار زواریان تایید می‌شود. بنابراین، همبستگی آشکاری میان کانی‌سازی و محلول‌های گرمابی در این ذخائر وجود دارد و ویژگی این محلول‌ها نقش اساسی و تعیین کننده در این کانه‌سازی‌ها دارند.

سیال‌های درگیر

برای شناسایی ویژگی‌های سیال کانه‌ساز [۴۴-۴۶]، سیال های درگیر برای رگه‌های سیلیسی سولفیدی طلادار در منطقه زواریان بررسی شدند. در این نمونه‌ها، گرچه بررسی‌ها بر میانبارهای اولیه، با اندازه ۱۰-۳۰ میکرون انجام شد، ولی سیال های درگیر ثانویه و ثانویه کاذب با شکل‌های متفاوت از جمله گرد، میله‌ای و نامنظم دیده شدند (شکل ۱۷). از موارد قابل توجه در این بررسی، وجود میانبارهای با پدیده باریک شدگی است. وجود چنین میانبارهایی همراه با میانبارهای با شکل‌های کشیده مانند سوزنی و میله‌ای شکل، می‌تواند در ارتباط با زمین‌ساخت فعال در منطقه مورد بررسی باشد، که در این شرایط، میانبارهای سیال در معرض فشار به ویژه کشش قرار گرفته‌اند [۴۷]. میانبارهای اولیه دارای شکل منفی بلوری کانی میزبان خود یعنی کوارتز هستند. براساس رده‌بندی‌های رودر [۴۴]، سیال‌های اولیه از نوع تک‌فاز مایع (L)، تک‌فاز گازی(V)، سه‌فازی مایع-گاز-جامد (L+V+S)، دوفاز گاز-مایع (V+L) و دوفازی مایع-گاز (L+V) هستند (شکل ۱۷). حضور سیال‌های درگیر غنی از بخار در این مقاطع همراه با میانبارهای سه فازی به نوعی گویای شرایط فشار کم و دمای بالا در زمان به دام افتادن آنهاست [۱۹]. همچنین، حضور همزمان نوع سیال غنی از مایع و غنی از گاز به فرآیند جوشش سیال در زمان تشکیل اشاره دارد [۴۸]. فرآیند جوشش اگرچه از مشخصه‌های بارز کانسارهای فراگرمایی با سولفیدشدگی پایین است، اما در برخی از کانسارهای فراگرمایی با سولفیدشدگی بالا نیز گزارش شده است [۴۹]. بیشترین دمای همگن شدگی در این نمونه‌ها حدود ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و کمترین آن حدود ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۱۸ الف). در این بین، بیشترین فراوانی نمونه‌ها مربوط به دمای ۳۱۰-۳۲۰ درجه سانتیگراد و میانگین حدود ۳۰۰°C است. بیشترین شوری

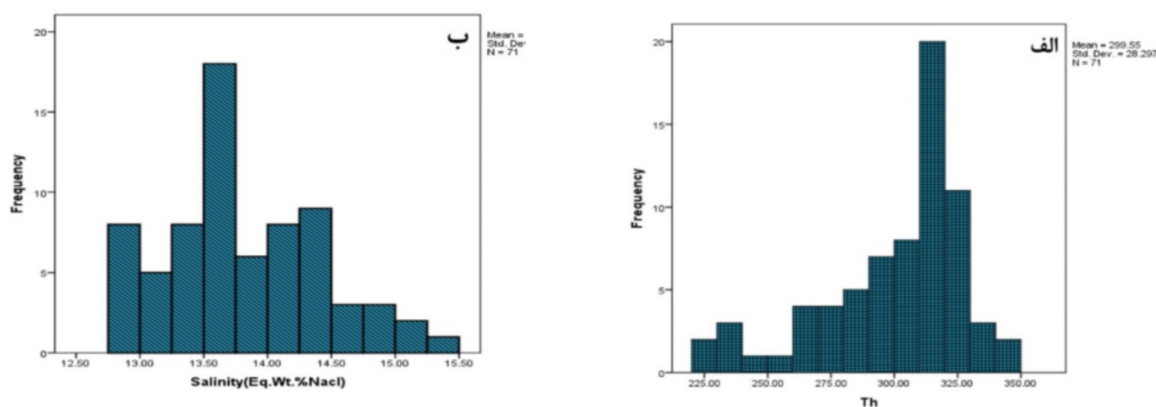
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

میانبارهای شامل فاز جامد (بلور هالیت) برپایه فرآیند انجماد و نقطه ذوب آخرین بلور یخ، با نرم افزار Flincor، ۱۲.۵- ۱۵.۵ درصد وزنی نمک طعام محاسبه شد (شکل ۱۸ ب). بنابراین، در کانسار زواریان دمای همگن شدگی به نسبت بالا (°C۲۲۰-۳۵۰) مقدار شوری متوسط (۱۲-۱۵ درصد) است. داده‌ها روندی از سیال با شوری و دمای بالاتر به سیالی با دمای پایین‌تر را نشان می‌دهند که به آمیختگی سیال‌های ماگمایی و سیال‌های جوی اشاره دارد [۵۰، ۵۱]، همچنین نتایج به دست آمده از تفکیک گستره‌های سیال‌های گرمابی بر اساس دمای همگن‌شدگی و شوری [۵۲]، این کانسار را در گستره کانسارهای فراگرمایی معرفی می‌نماید (شکل ۱۹). بنابراین کاهش دما و در پی آن کاهش فشار را می‌توان از مهم‌ترین سازوکارهای کاهش حلالیت کمپلکس‌ها و ته‌نشینی طلا در این کانه‌زایی در نظر گرفت [۴۸]. یافته‌ها با نتایج بررسی سیال‌های درگیر از رگه‌های کوارتز-سولفید- مگنتیت، رگه‌های کوارتز-تورمالین و رگه‌های کوارتز-پیریت-استیبنیت منطقه ساری-گونای [۱۹] دمای همگن‌شدگی ۲۴۶ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد همچنین شوری ۴٫۳۴ تا ۱٫۴۶درصد معادل وزنی نمک طعام را نشان می‌دهد [۱۹]. این نتایج به مقدار شوری کمتر سیال‌های کانه‌دار در کانه‌زایی ساری‌گونای نسبت به زواریان و نقش بیشتر سیال‌های جوی در این کانه‌زایی اشاره دارد. بنابراین اگرچه با توجه به تفکیک گستره‌های سیال‌های گرمابی بر اساس دما و شوری، سیال‌های کانسار زواریان و ساری‌گونای در گستره کانسارهای فراگرمایی قرار دارند، اما به دلیل اختلاف شوری این ذخائر از تفکیک برخوردار می‌باشند [۵۳]. به‌بیان بهتر، سیال-های کانه‌دار در کانه‌زایی زواریان غلظت سیال ماگمایی بیشتری نسبت به ساری‌گونای دارند و به سامانه‌های پورفیری نزدیک‌تر هستند.

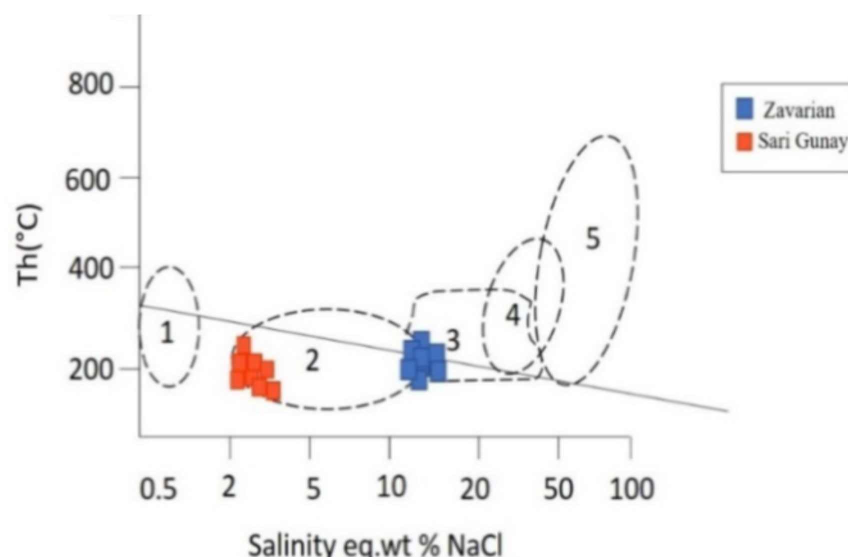


شکل۱۷ تصاویر میکروسکوپی از سیال‌های درگیر منطقه زواریان، الف) سیال‌های غنی از فاز بخار (V) و سیال‌های غنی از مایع (L)، ب) سیال‌های غنی از مایع L و سه فاز (L+V+S)، پ) سیال‌های درگیر ثانویه، ت) سیال‌های غنی از مایع (L) و سیال‌های غنی از فاز بخار (V) و دو فازی (L+V).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]



شکل ۱۸ الف) نمودار فراوانی دمای همگن شدگی و ب) نمودار مقدار شوری در منطقه زواریان



شکل ۱۹ نمودار دمای همگن شدگی- شوری سیال‌ها در سامانه‌های کانسارهای گرمابی در دو منطقه زواریان و ساری گونای [۵۲].

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی ترشیری (نئوژن) میزبان ذخائر طلای فراگرمایی زواریان و ساری‌گونای، چون اغلب ذخائر فراگرمایی- پورفیری غرب کشور، از نظر زمین دینامیکی منطبق بر کرانه فعال قاره‌ای و بخش داخلی کوهزاد زاگرس در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و پهنه سنندج- سیرجان هستند [۳]. عمده واحدهای رخنمون‌یافته در این مناطق از نظر محیط تشکیل، شامل سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی الیگومیوسن (معادل سازندهای قرمز زیرین، قم و قرمز بالائی) بوده که از نظر محیط رسوبگذاری، وابسته به حوضه‌های کم‌عمق درون‌قاره‌ای هستند. سنگ میزبان کانه‌زایی در آنها شامل مجموعه‌های آتشفشانی به سن میوسن پیشین تا میانی با ترکیب غالب حدواسط تا اسیدی است. بررسی‌های ساختاری به نقش کلیدی گسل‌های راستگرد (پهنه برشی) در کنترل حوضه‌های رسوبی میوسن (سازند قم) و ایجاد شرائط لازم برای کشش‌های محلی و خروج فعالیت آتشفشانی در این نواحی اشاره دارد. ماهیت سنگ‌های آذرین منطقه زواریان و ساری‌گونای به ترتیب آهکی قلیایی و آهکی قلیایی با پتاسیم بالاست. این سنگ‌ها از نظر ترکیب دارای ماهیت آهکی قلیایی و بر اساس الگوی تغییرات عناصر کمیاب و خاکی نادر (غنی‌شدگی LREE, LILE نسبت به HREE, HSFE و ناهنجاری منفی Ti,Nb و ناهنجاری‌های مثبت Eu, Sr) دارای ویژگی ماگماهای وابسته به فرورانش با مقادیر آلودگی پوسته‌ای متفاوت هستند آنها از نظر زمانی نیز با پس از برخورد همخوانی دارند. پردازش داده‌های ماهواره‌ای نشان

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

دهنده انواع دگرسانی گرمابی در ارتباط با توده‌های نیمه‌عمیق چون سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیک، پروپلیتیک و اکسیدهای آهن دارای منطقه‌بندی است. این دگرسانی‌ها، اغلب در راستای شکستگی‌ها با روند تقریبی شمال شرقی- جنوب غربی گسترش دارند، هرچند شدت آن‌ها پیرامون رگه‌های کانه‌دار بیشتر است. البته این دگرسانی‌ها در منطقه ساری‌گونای گسترش بیشتری، نسبت به منطقه زواریان دارند. نوع دگرسانی‌های گرمابی و پراکندگی آن به همراه توزیع رگه‌های سیلیسی کانه‌دار در کنار و درون توده‌های نیمه‌عمیق و نیز نوع توالی کانه‌زایی با حضور مگنتیت، تورمالین (فاز اکسیدی) و سولفیدهایی چون کالکوپیریت و پیریت (فاز سولفیدی) به نقش سیال‌های ماگمایی در تشکیل این کانه‌زایی‌ها اشاره دارند. البته تمرکز بیشتر فازهای اکسیدی نشانگر نزدیک‌تر بودن به توده، نقش پررنگتر سیال ماگمایی در تشکیل کانه‌زایی و همراهی مس با کانه‌زایی طلا در کانسار زواریان و بخشهای عمیق در کانسار ساری‌گونای است. بنابراین، کانه‌زایی زواریان در ارتباط با رگه‌های سیلیسی وابسته به توده ماگمایی جایگیر شده در عمق بیشتر انجام شده و به اصطلاح کانه‌زایی طلا-مس فراگرمایی مربوط به توده با سولفیدشدگی بالاست، در صورتیکه کانسار ساری‌گونای در ارتباط با توده نیمه‌عمیق با عمق کمتر و متاثر از چرخش سیال‌های جوی و حضور کانه‌های دما پائین چون رالگار و ارپیمان در سامانه‌های فراگرمایی حدواسط است. بررسی سیال‌های‌درگیر از کوارتزهای کانه‌دار زواریان نشانگر شوری ۱۵-۱۲درصد معادل وزنی NaCl است که نسبت به کانسار ساری‌گونای شوری بیشتری (۴٫۳۴ - ۱٫۴۶ درصد) دارد. بنابراین با توجه به وابستگی مجموعه آتشفشانی زواریان به میوسن پیشین و مجموعه ساری‌گونای به میوسن میانی، تشکیل سامانه ماگمایی در ارتباط با کمان پس از برخورد در این گستره زمانی و از نظر موقعیت مکانی از کمربند ماگمایی ارومیه دختر به سمت پهنه سنندج سیرجان با فشردگی بیشتر و عملکرد بیشتر پهنه‌های برشی همراه است. به این ترتیب، در منطقه زواریان این مجموعه آتشفشانی با نماد آتشفشان چینه-ای تشکیل شده و توده‌های نفوذی با عمق بیشتر سامانه‌های فراگرمایی در قالب توده‌های با سولفیدشدگی بالا-پورفیری تظاهر یافته‌اند. این در حالی است که در ساری‌گونای، توده‌های نفوذی با جدایش بیشتر و ترکیب اسیدی منجر به تشکیل سامانه‌های فراگرمایی حدواسط شده‌اند. بنابراین از میوسن پیشین به سمت میوسن میانی، از کشش و بالاآمدگی کاسته شده و بر نقش حرکت راستا لغز راستگرد در جایگیری توده‌ها افزوده می‌شود، به طوری که ترکیب فعالیت ماگمایی از میوسن پیشین به میانی با جدایش یافتگی و قلیائیت بیشتر همراه است، این امر منجر به جایگیری آنها در سطوح کم عمق‌تر و در نتیجه درگیر شدن بیشتر سیال‌های جوی و گسترش دگرسانی در آنها شده است. به بیان بهتر، تشکیل ماگمایی فازهای ماگمایی میوسن پیشین و میانی در این مناطق در ارتباط با تشکیل پهنه‌های برشی راستگرد و ایجاد کشش‌های محلی در فازهای کوهزایی پس از برخورد است.

مراجع

[1] Emami M. H., "*Magmatism in Iran. Geological Survey and Mineral Exploration Organization*", page 608(2000).

[2] Alavi M., "*Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations: Tectonophysics*", v. 229 (1994) p. 211-239.

[3] Heidari S. M., Mossavi Makooi S. A., Mirzakhanian M., Rasoli F., Ghaderi M., Abadi A. R., "*A review of tectonomagmatic evolution and gold metallogeny in the inner parts of Zagros orogeny: a tectonic model for the major gold deposits*, *western Iran",* Eurasian Mining, 1 (2006) 3-20.

[4] Ghasemi A., Talbot C.J., "*A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)* ", Journal of Asian Earth Sciences 26 (2006) 683–693.

[5] Richards J. P., Sholeh A., *"The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt. Society of Economic GeologistsI*, Special Publication, 19 (2016) 193-212.

[6] Yigit O., "*Gold in Turkey-a missing link in Tethyan metallogeny"*, Ore Geology Reviews, v. 28, (2006) p. 47-179.

[7] Alaei Mehabadi S., "*Geological map 1: 100,000, Salafchegan*", Geological Survey of Iran (2000).

[8] Khannazer N.H., "*Geological map 1: 100,000, Kuhin*", Geological Survey of Iran (2015).

[9] Stockli D.F., Hassanzadeh J., Stockli L.D., Axen G., Walker J.D., Dewane T.J., "*Structural and geochronological evidence for oligo-miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran"*, Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 36 (2004) n. 5, p. 319.

[10] Moritz R., Ghazban F., Singer B.S., "*Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, Western Iran: A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen"*: Economic Geology, v. 101 (2006) p. 1497-1524.

[11] Echtler H., Mallavieller J., "*Extentional Tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire/Suthern Massif Central)"*, Tectonophysics, v. 177 (1990) p. 125-138.

[12] Allen M.B., Kheirkhah M., Emami M.H., Jones S.J., "*Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone",* Geophysical Journal International, v. 184, (2011) p. 555–574.

[13] Morley C.K., Kongwung B., Julapour A., Abdolghafourian M., Hajian M., Waples D., Warren J., Otterdoom H., Srisuriyon K., Kazemi H., "*Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran",* The Central Basin in The Qom– saveh area. Geosphere, Volume 5 (2009) 4:325–362.

[14] Emami M.H., "*Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central*": Ph.D., Thèse, Univ., Grenoble, France, (1981) 489pp.

[15] Roozbeh Kargar.s, Movahedi.M, "*Gold Exploration Report in 1: 100000 Salafchegan Qom Zavarian Area",* Geological Survey of Iran (2010).

[16] Hart C.J.R., *"reduced intrusion-related gold systems, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada",* A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny (2007).

[17] Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., "*Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", Lithos*, *162*, (2013) pp.70-87.

[18] Ayati F., Yavuz F., Asadi H.H., Richards J.P., Jourdan F., "*Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran"*, International Geology Review, v. 55, (2013) p. 158-184.

[19] Richards J.P., Wilkinson D., Ullrich T., "*Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran*". Economic geology, 101 (2006) 1455-1496.

[20] Wilkinson D., "*the geological summary of the Sari Gunay gold project"*, Report of Zar Kuh Mining Company (2005).

[21] Boccaletti M., Innoncenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Motamed A., Paquare A., Radicati de Brozolo F., Amin Sobhani E., '*Neogene and Quaternary volcanism of the Bijar area (western Iran*)', Bull. Volcanol, v. 40-42 (1976) p. 121-135.

[22] Moinevaziri H., *Volcanisme Tértiaire et Quatérnaire en Iran. Thèse d' Etat, Paris-Sud Orsay*, 290 pp.

[23] Hassanzadeh T., Heidari S.M., Qalamqash J., Mohebbi A., *"Comparison of alteration areas in Sari Gunnay and Zavarian epithermal gold deposits, by ASTER satellite image processing*". Proceedings of the 38th Conference on Earth Sciences, Geological Survey and Mineral Exploration (2019).

[24] Petersen U., Vidal C. E., *"Magmatic and tectonic controls on the nature and distribution of* copper deposits in Peru. *Andean copper deposits: New discoveries, mineralization, styles and metallogeny: Society of Economic Geologists Special Publication*, (5) (1996) 1-18.

[25] Le Bas, M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., "*A chemical classification of volcanic rocks based on total Alkali-Silica content*"*:* Journal of Petrology, v. 27 (1986) p. 745-750

[26] Peccerillo A., Taylor S. R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.Contributions to Mineralogy and Petrology*": 58 (1976) 63–81.

[27] Bissig T., Clark A.H., Lee J.K.W., Quadt A.V., "*Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt, Chile/ Argentina. Min Deposit*, v. 38 (2003) p. 844-862.

[28] Waight T.E., Weaver S.D., Muir R.J., "*The Hohonu batholith the north Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H_2O contents and generated during tectonic transition",* Contrib Mineral Petrol., v. 130, (1998) p. 225-239.

[29] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites"*. Geochim. Acta, 38 (1974) 757- 775.

[30] Lang J.R., Titley S.R., "*Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits"*: Economic Geology, v. 93, (1998) p. 138-170.

[31] Hanson G.N., "*Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems",* Annual Review of Earth Planetary Sciences, v. 8 (1980) p. 371-406.

[32] Frey F.A., Chappell B.W., Roy S.D., "*Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne intrusive series, Sierra Nevada batholith, California",* Geology, v. 6, (1978) p. 239-242.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]

[43] Niroumand Sh., "*Geochemical characteristics, cognitive mineralogy and genesis of Antimony Dashkasan deposit"*, Master Thesis, College of Science, Tarbiat Modares University (1999).
[44] Roedder E., *"Fluid Inclusions"*. Rev. Mineralogy, Mineral. Soc. Am., (1984) p. 12-644.
[45] Wilkinson J.J.,*"Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits"*. Elsevier, Lithos. 55 (2001) pp. 229-272.
[46] Walshe J. L., Hobbs B. E., "*hydrothermal systems, giant ore deposits and a new paradigm for predictive mineral exploration*". CSIRO Exploration and Mining Research Reviews 30-31(1999).
[47] Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.," *A practical guide to fluid inclusion studies",* Blackie (1985).
[48] Pirajno F., "*Hydrothermal processes associated with meteorite impacts. In Hydrothermal processes and mineral systems",* (pp. 1097-1130). Springer, Dordrecht (2009).
[49] Cooke D.R., Simmons S.F., "*Characteristics and genesis of epithermal gold deposits: Society of Economic Geologists"*, Reviews in Economic Geology, v. 13, (2000) p. 221-244.
[50] Vargas R., Gustafson L., Vukasovic M., Tidy E., Skewes M.A., "*Ore breccias in the Rio Blanco-Los Bronces porphyry copper deposit, Chile", In*: Skinner B (ed) Geology and ore deposits of the Central Andes. Soc Econ Geol Spec Publ., v. 7, (1999) p. 281-297.
[51] Zheng Y., Frantz J.D., "*Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–$CaCl_2$–H_2O using synthetic fluid inclusions",* Chem Geol, v. 64, (1987) p. 335-350.
[52] Large R., Huston D., McGoldrich P., McArthur G., Ruxton P., "*Gold distribution and genesis in Paleozoic volcanogenic massive sulphide systems",* In: Bicentennial Gold 88. Geol. Soc. Aust. Abst. Ser., v. 22 (1988) p. 121-126.
[53] Sillitoe R.H., "*Epithermal models: Genetic types, geometrical controls, and shallow features*". Geological Association of Canada special Paper. 40, (1993) p. 403- 417.
[33] Rollinson H. R., *"Using geochemical data: evaluation*", Presentation, Interpretation, 796 (1993) 317-343.
[34] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins",* vol. 42. Geological Society of London, pp.313–345 Special Publication (1989).
[35] Thuy N.T.B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Van Long T., "*Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. Journal of Asian Earth Sciences"*, 23(4) (1989) pp.467-482.
[36] Glennie K.W., "*Cretaceous tectonic evolution of Arabia's eastern plate margin: A tale of two oceans: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication*". 69 (2000) p. 9–20.
[37] Frey F.A., Chappell B.W., Roy S.D., "*Fractionation of rare-earth elements in the Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California*". Geology 6 (1978) 239–242.
[38] Gorton M.P., Schandl E.S., "*From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks*".The Canadian Mineralogist, 38(5) (2000) pp.1065-1073.
[39] Pearce J.A., Peate D.W., "*Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas*". Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 23 (1995) 251–285.
[40] Pirouz M., Avouac Jean-Philippe, Hassanzadeh Jamshid, Kirschvink Joseph L., Bahroudi Abbas, "*Early Neogene foreland of the Zagros, implications for the initial closure of the Neo-Tethys and kinematics of crustal shortening"*. Earth Planet. Sci. Lett. 477 (2017) 168–182.
[41] Zahmatkesh A., Heidari S.M., *"Geology and mineralization of gold (copper) Zavarian (Qom-Salafchegan)",* Quarterly Journal of Earth Sciences, Vol. 117 (2020) pp. 39-50.
[42] Abdi Bastami S., Rezaei B., Pazooki A., Amini A., "*Preliminary Cyanidation of Gold Ore from Zavvarian"*, International Journal of Engineering and Innovative Technology (IJEIT), V. (4) (2015) P. 191-194.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.4.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.759]